



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Adriana Milena Henao Bejarano


**Análise sismoestratigráfica do intervalo Cretáceo Superior / Terciário,  
registrado no sudoeste da Bacia de Santos.**

Rio de Janeiro

2016

Adriana Milena Henao Bejarano

**Análise sismoestratigráfica do intervalo Cretáceo Superior / Terciário, registrado no sudoeste da Bacia de Santos.**



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro

2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

B424 Bejarano, Adriana Milena Henao.  
Análise sismoestratigráfica do intervalo Cretáceo Superior/Terciário, registrado no sudoeste da Bacia de Santos / Adriana Milena Henao Bejarano. – 2016.  
131f.: il.

Orientador: Egberto Pereira.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia.

1. Geologia estratigráfica – Cretáceo – Teses. 2. Geologia estratigráfica – Cenozóico – Teses. 3. Geologia estratigráfica – Terciário – Teses. 4. Sismologia – Santos, Bacia de (SP) – Teses. 5. Santos, Bacia de (SP) – Teses. I. Pereira, Egberto. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.763/.78(816.1)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Adriana Milena Henao Bejarano

**Análise sismoestratigráfica do intervalo Cretáceo Superior / Terciário, registrado no sudoeste da Bacia de Santos.**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós- Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 17 de abril de 2016

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Egberto Pereira (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Luis Gamboa

Faculdade de Geofísica – UFF

---

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi

Faculdade de Geologia – UERJ

Rio de Janeiro

2016

## AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Egberto Pereira, pela boa oportunidade de trabalhar com ele, e pelo conhecimento compartilhado.

A meu melhor amigo e colega, Gregorio Kawakami pela orientação geofísica, dedicação e por todos os ensinamentos ao longo da convivência, por sua amizade incondicional.

Ao Professor Dr Sérgio Bergamaschi por todo seu apoio.

Ao Dr. Pedro Zalán pelo conhecimento compartilhado.

À ANP por ter disponibilizado os dados sísmicos e de poço.

Ao Programa PRH-17 (convênio UERJ/ANP/PETROBRAS), pela concessão de bolsa de mestrado.

À Karoon Energy por ter me oferecido dados de poço para a realização deste trabalho.

Agradeço a minha Mãe, por todo seu amor, carinho, e compreensão. A minha família por todo o seu apoio.

A Edward Moncayo pela orientação geofísica e por seu amor incondicional.

Ao longo do curso existiram muitas pessoas que contribuíram para a realização deste projeto.

Agradeço a todos que estiveram presentes no meu caminho ao longo do curso, me apoiando e acreditando em mim.

Aprendi a não tentar convencer ninguém. O trabalho de convencer é uma falta de respeito, é uma tentativa de colonização do outro.

*José Saramago*

## RESUMO

BEJARANO, Adriana Milena Henao. **Análise sismoestratigráfica do intervalo Cretáceo Superior / Terciário, registrado no sudoeste da Bacia de Santos**. 2016. 131f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

Atualmente, na exploração de recursos energéticos não renováveis cada vez surge a necessidade de implementar novas metodologias e ferramentas com o objetivo de lograr um entendimento geológico mais apropriado para cada estudo de caso. No caso da exploração de hidrocarbonetos, os desafios geológicos vão aumentando com a complexidade na identificação de novos prospectos, de tal maneira que um conhecimento interdisciplinar e a integração de ferramentas implicam diretamente, aumentando a probabilidade de êxito e conduzindo a novas descobertas. Com a implementação de técnicas de interpretação sismoestratigráfica e de estratigrafia de sequências para a análise de bacias sedimentares, podemos obter um marco sismoestratigráfico das diferentes unidades genéticas em diferentes escalas. Dentro de uma sequência é possível prever a continuidade, conectividade, litologia e a extensão das sequências geneticamente relacionadas, onde estas se encontram agrupadas em sismofácies limitadas cronoestratigraficamente. A Bacia de Santos é uma das principais bacias sedimentares brasileiras para exploração e produção de petróleo e gás. Com descobrimentos importantes nos últimos anos na seção Pré-Sal, além de seus tradicionais plays cretáceos e atualmente no terciário inferior, esta bacia encontra-se em um contexto geológico único devido a sua proximidade à Serra do Mar, uma cadeia montanhosa desenvolvida no Cretáceo Superior e Terciário em um contexto de margem passiva. O estudo deste intervalo de tempo torna-se interessante para compreender os eventos que ocorreram na região continental adjacente e que têm implicações diretas na sedimentação e nos reservatórios offshore da Bacia de Santos. Procurando um melhor entendimento geológico da zona de estudo, realizou-se uma análise sismoestratigráfica definindo nove sismossequências, utilizando informação sísmica 2D e poços. Mapas de isópacas, interpretação estratigráfica de sequências além de um modelo sedimentar 3D foram realizados, os quais mostraram claramente a migração dos depocentros presentes no intervalo através da análise da relação de fatores como o aporte sedimentar, espaço de acomodação, subsidência e nível eustático, destacando-se o surgimento da Serra do Mar e a organização das drenagens do Sistema de Riftes Cenozóicos.

**Palavras-chave:** Bacia de Santos. Sismossequências. Depocentros. Serra do Mar. Drenagens.

Riftes Cenozóicos.

## ABSTRACT

BEJARANO, Adriana Milena Henao. **Seismostratigraphic analysis of the Upper Cretaceous / Tertiary interval, recorded in the southwest of Santos basin.** 2016. 131f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

Nowadays, the exploration of non-renewable resources requires a much more accurate geological knowledge, as it is the case of oil exploration where each day the geological challenges increase with the complexity of the plays. This is why the integration of various tools can increase the probability of success on the road to new discoveries. With the implementation of seismostratigraphic interpretation techniques and stratigraphic sequences to the analysis of sedimentary basins, we can get the detailed stratigraphic framework of the different genetic units, in different scales. Within one sequence it is possible to predict the continuity, connectivity and extent of sand bodies, in which seismic reflectors are grouped into ranges that correspond to genetically related seismofacies and chronostratigraphically limited. The Santos Basin is one of the main Brazilian sedimentary basins for exploration and production of oil and gas, and has received increasing attention over the past few years given the recent large discoveries in the reservoirs of the pre-salt basin section, in addition to their traditional Cretaceous plays, even as current plays in the Lower Tertiary. It is situated in a unique geological context because of its adjacency to the Serra do Mar, a mountain range developed in the Tertiary in the context of a passive margin. The study of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary sections of the basin becomes especially important for a better understanding of the events that occurred in the region adjacent to the Santos basin. In order to understand the stratigraphic framework of the depositional sequences and migration of the depocenters, a seismostratigraphic analysis was realized defining nine seismosequences using data from 2D seismic and wells. Isopach maps and the 3D sedimentary model were made, which clearly showed migration of the depocenter and depositional system for the nine seismosequences by direct influence of factors such as sediment yield, accommodation space, subsidence and eustatic level over the sedimentary record of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary of the basin, especially the uplift of the Serra do Mar and organization of the drainage in the Cenozoic rift system.

**Key words:** Santos Basin. Seismosequences. Depocenters. Serra do Mar. Drainages. Cenozoic rifts.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Localização e limites da Bacia de Santos .....	18
Figura 2 –	Carta estratigráfica da Bacia de Santos .....	22
Figura 3 –	Seção geológica regional da Bacia de Santos .....	23
Figura 4 –	Mapa de anomalia gravimétrica ar-livre evidenciando as principais feições da bacia .....	27
Figura 5 –	Principais feições fisiográficas do fundo oceânico na região da Bacia de Santos .....	29
Figura 6 –	Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil .....	33
Figura 7 –	Interpretação estrutural do Gráben da Guanabara .....	34
Figura 8 –	Mapa aeromagnetométrico integrado com imagem de satélite do Sudeste do Brasil .....	34
Figura 9 –	Representação esquemática da seção estratigráfica generalizada de uma sequência deposicional .....	40
Figura 10 –	Nomenclatura dos tratos de sistemas e os limites de sequência .....	42
Figura 11 –	Progradação, retrogradação e agradação .....	44
Figura 12 –	Transgressão, regressão normal e regressão forçada .....	45
Figura 13 –	Padrões de terminação de refletores dentro de uma sequência sísmica idealizada .....	49
Figura 14 –	Terminações estratais definindo a relação geométrica entre os estratos e a superfície estratigráfica .....	51
Figura 15 –	Esquema dos padrões internos que definem as fácies sísmicas .....	53
Figura 16 –	Quadro-resumo das geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas .....	53
Figura 17 –	Área de estudo, distribuição da área de estudo .....	55
Figura 18 –	Sismograma sintético .....	56
Figura 19 –	Superfícies a partir das sequências interpretadas .....	64
Figura 20 –	Construção do HorizonCube .....	66
Figura 21 –	Fluxo de trabalho do plugin de interpretação sismoestratigráfica de sequências .....	67
Figura 22 –	Modelo 3D inicial .....	68

Figura 23 – Modelo sedimentar 3D .....	70
Figura 24 – Linha sísmica R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN .....	74
Figura 25 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN ...	83
Figura 26 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN com atributos sísmicos .....	84
Figura 27 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0059.MIG_FIN ...	85
Figura 28 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0059.MIG_FIN com atributos sísmicos .....	86
Figura 29 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0069.MIG_FIN ...	87
Figura 30 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0069.MIG_FIN com atributos sísmicos .....	88
Figura 31 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0072.MIG_FIN ...	89
Figura 32 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0072.MIG_FIN com atributos sísmicos .....	90
Figura 33 – Linha sísmica dip R0003_0259_2D_SPP_2Q_1999_SPP993241.MIG PSTM .....	91
Figura 34 – Linha sísmica dip R0003_0259_2D_SPP_2Q_1999.SPP993241.MIG PSTM com atributos sísmicos .....	92
Figura 35 – Linha sísmica strike 0261_VB99_2D_BM_S.VB99_3.MIG_FIN .....	93
Figura 36 – Linha sísmica strike 0261_VB99_2D_BM_S.VB99_3.MIG_FIN com atributos sísmicos .....	94
Figura 37 – Isópaca entre S-Fundo Marinho e S-8TS (Topo da sal), Espessura total	96
Figura 38 – Isópaca entre S-5K (Cretáceo) e S-8TS (Topo da sal), Cretáceo .....	98
Figura 39 – Isópaca entre S-0FM Fundo Marinho e S-5K (Cretáceo), Terciário .....	99
Figura 40 – Isópaca entre S-7 e S-8TS (Topo da sal), Sismossequência SI .....	101
Figura 41 – Isópaca entre S-6C (Campaniano) e S-7, Sismossequência SH .....	102
Figura 42 – Isópaca entre S-5K (Cretáceo) e S-6C (Campaniano), Sismossequência SG .....	103
Figura 43 – Isópaca entre S-4P(Paleoceno) e S-5K (Cretáceo), Sismossequência SF	104
Figura 44 – Isópaca entre o S-3 e S-4P (Paleoceno), Sismossequência SD .....	106
Figura 45 – Isópaca entre o S-2 e S-3, Sismossequência SC .....	107
Figura 46 – Isópaca entre o S-1 e S-2, Sismossequência SB .....	108
Figura 47 – Isópaca entre o S-0 (Fundo do marinho) e S-1, Sismossequência SA ....	109

Figura 48 – Modelagem sedimentar 3D representando as sismossequências interpretadas .....	110
Figura 49 – Modelo 3D Sedimentar para a zona de estudo .....	111
Figura 50 – Fácies sedimentares .....	112
Figura 51 – Perfil estratigráfico em direção dip a partir do modelo sedimentar 3D ..	114
Figura 52 – Mapa integrado do Sudeste do Brasil .....	116
Figura 53 – Reconstituição tentativa da SMC .....	118
Figura 54 – Horizon Cube Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN .....	120
Figura 55 – Tratos de sistema Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN .....	121
Figura 56 – Linha sísmica dip R0003_GRAND_SANTOS.0248-0064.MIG_FIN ....	124

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Terminologias, hierarquias e ordens de ciclicidade. ....	47
Tabela 2 - Linhas sísmicas 2D utilizadas. ....	57
Tabela 3 - Interpretação dos atributos sísmicos gerados a partir de uma linha sísmica em fase normal. ....	59
Tabela 4 - Poços analisados na área de estudo. ....	60
Tabela 5 - Sismossequências identificadas. ....	62
Tabela 6 - Sequências deposicionais. ....	73
Tabela 7 - Quadro generalizado dos horizontes sísmicos interpretados com a interpretação das sismossequências. ....	82

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	15
1	<b>BACIA DE SANTOS</b> .....	18
1.1	<b>Evolução tectono-estratigráfica</b> .....	19
1.1	<b>Arcabouço estrutural da Bacia de Santos e áreas adjacentes</b> .....	26
1.1.1	<u>Soerguimento da Serra do Mar e os Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil</u> .....	30
1.2	<b>Sistemas Petrolíferos</b> .....	35
1.2.1	<u>Rochas geradoras</u> .....	35
1.2.2	<u>Rochas-reservatório</u> .....	36
1.2.3	<u>Selos e Trapas</u> .....	37
1.2.4	<u>Migração</u> .....	37
2	<b>MODELO ESTRATIGRAFICO CONCEITUAL</b> .....	39
2.1	<b>Estratigrafia de sequências</b> .....	39
2.1.1	<u>Padrões de empilhamento</u> .....	42
2.1.2	<u>Ordens de ciclicidade</u> .....	47
2.2	<b>Sismoestratigrafia</b> .....	48
2.2.1	<u>Reflexões sísmicas</u> .....	48
2.2.2	<u>Padrões e terminações de refletores</u> .....	50
2.2.3	<u>Fácies sísmicas</u> .....	51
3	<b>METODOLOGIA</b> .....	54
3.1	<b>Base de dados</b> .....	54
3.2	<b>Amarração sísmica-poço</b> .....	56
3.3	<b>Análises das linhas sísmicas</b> .....	57
3.4	<b>Atributos sísmicos</b> .....	58
3.5	<b>Análises de dados de poços</b> .....	60
3.6	<b>Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural</b> .....	61
3.7	<b>Mapas de isópacas</b> .....	63
3.8	<b>Interpretação e distribuição de tratos de sistemas</b> .....	64
3.8.1	<u>Arcabouço cronoestratigráfico</u> .....	64
3.9	<b>Modelagem 3D</b> .....	67
3.10	<b>Modelo Estrutural</b> .....	68

3.11	<b>Upscaling</b> .....	69
3.12	<b>Modelo Sedimentar</b> .....	70
4	<b>RESULTADOS</b> .....	72
4.1	<b>Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural</b> .....	72
4.2	<b>Simossequências</b> .....	75
4.2.1	<u>Simossequência SJ</u> .....	75
4.2.2	<u>Simossequência SI</u> .....	76
4.2.3	<u>Simossequência SH</u> .....	76
4.2.4	<u>Simossequência SG (Maastrichtiano)</u> .....	77
4.2.5	<u>Simossequência SF (Paleoceno)</u> .....	77
4.2.6	<u>Simossequência SD</u> .....	78
4.2.7	<u>Simossequência SC</u> .....	79
4.2.8	<u>Simossequência SB</u> .....	79
4.2.9	<u>Simossequência SA</u> .....	80
4.3	<b>Interpretação sismoestrutural</b> .....	80
4.4	<b>Mapas de isópacas</b> .....	95
4.5	<b>Modelagem 3D</b> .....	110
4.6	<b>Modelo Sedimentar</b> .....	111
4.6.1	<u>Implicações sedimentares da evolução tectônica do Sistema de Riftes Cenozóicos e relação com a modelagem sedimentar 3D na área de estudo.</u> .....	115
4.7	<b>Interpretação estratigráfica de sequências</b> .....	119
	<b>CONCLUSÕES</b> .....	125
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	128

## INTRODUÇÃO

A indústria petrolífera foi gradualmente percebendo, ao longo de décadas de exploração, que para se encontrar jazidas de hidrocarbonetos de volume significativo era imperioso que um determinado número de requisitos geológicos ocorresse simultaneamente nas bacias sedimentares. O estudo destas características de maneira integrada e a simulação preliminar das condições ótimas para sua existência concomitante, com o objetivo de permitir a diminuição do risco exploratório envolvido nas perfurações de poços, um item de elevado custo, foram consolidados em um único conceito: o de sistema petrolífero (Magoon & Dow, 1994). Ferramentas como a sismoestratigrafia atualmente são utilizadas na exploração e o desenvolvimento de áreas com possível potencial, para entender o sistema petrolífero permitindo um conhecimento mais detalhado das características geológicas que integram os elementos do sistema petrolífero, permitindo melhorar as estratégias de exploração e, mais particularmente, de produção e desenvolvimento de campos de petróleo.

A sismoestratigrafia permite a interpretação de dados sísmicos, capazes de possibilitar uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia (Severiano Ribeiro, 2001). A aplicação das técnicas de interpretação sismoestratigráfica à análise das bacias sedimentares resultou em uma nova maneira de mapear rochas sedimentares, na qual os refletores sísmicos são agrupados em pacotes que correspondem a intervalos geneticamente relacionados e limitados cronoestratigraficamente (Della Fávera, 2001). A sismoestratigrafia constitui o embasamento da chamada Estratigrafia de Sequências, a qual busca o entendimento das relações entre a arquitetura deposicional do preenchimento sedimentar das bacias e as oscilações eustáticas, levando à interpretação dos sistemas deposicionais e dos tratos de sistema (Posamentier *et al.*, 1988 apud Severiano Ribeiro, 2001). As sequências estratigráficas são comumente interpretadas como tendo se formado em resposta à interação da taxa de variação do nível do mar, da taxa de subsidência e do aporte sedimentar (Posamentier & Vail, 1988).

A Bacia de Santos (Figura 1) foi formada a partir de processos de rifteamento durante a separação do Gondwana, no Mesozoico. A acumulação de sedimentos ocorreu inicialmente em condições flúvio-lacustres, passando posteriormente por estágio de bacia evaporítica e evoluindo para uma bacia de margem passiva. Ela possui boa variedade de rochas-reservatório (Figura 2), desde os carbonatos de água rasa da Formação Guarujá, até os arenitos turbidíticos eocênicos da Formação Marambaia. Os carbonatos oolíticos da Formação

Guarujá constituem o reservatório mais importante da seção pós-rifte, devido ao maior volume de óleo descoberto nestas rochas, aglutinando os campos de Tubarão, Estrela do Mar, Coral, Caravela e Cavalo-Marinho. Por sua vez, o Membro Ilhabela da Formação Itajaí-Açu, composto por arenitos turbidíticos de idade neo-turoniana a eo-santoniana, que formam, entre outras acumulações sub-comerciais, os campos de Merluza e Lagosta, também constitui importante alvo exploratório (Chang *et al.*, 2008).

## **OBJETIVOS**

Este trabalho tem por objetivos:

Sumarizar as características das sequências deposicionais da bacia, do Cretáceo superior ao Recente, e apresentar um panorama geral no sentido de estabelecer a variação da localização dos seus depocentros ao longo do tempo geológico, identificando-se os possíveis sistemas de drenagem alimentadores.

Realizar a interpretação sismoestratigráfica das seções Cretáceo superior e Terciário tentando identificar os sistemas deposicionais preservados a partir da caracterização de sismofácies, integrando os dados de perfil de poço com a intenção de modelar um arcabouço tectono-sedimentar, para entender a influência de controles tectônicos sobre o registro sedimentar.

Identificar, correlacionar e determinar as idades relativas das sequências sísmicas ou estratigráficas da área de estudo através da identificação dos principais refletores, superfícies de descontinuidades ou suas conformidades relativas marcadas pelas terminações dos refletores, limites de sequências; e analisar regionalmente as variações relativas do nível do mar e sua relação com a distribuição de sedimentos desde Cretáceo superior até o Terciário, destacando-se o soerguimento da Serra do Mar e organização das drenagens no sistema de riftes Cenozóicos.

O desenvolvimento do trabalho ocorreu conforme as seguintes etapas:

Caracterização das principais sismossequências, com base na análise da sísmica de reflexão.

Identificação dos principais aspectos estruturais e estratigráficos destas sismossequências.



Identificação das fácies sísmicas e sedimentares dentro das sequências (por exemplo, através dos parâmetros de fácies sísmicas tais como: configuração, continuidade, amplitude e frequência das reflexões).

Elaboração de mapas de isópacas para entender a migração dos depocentros na área de trabalho

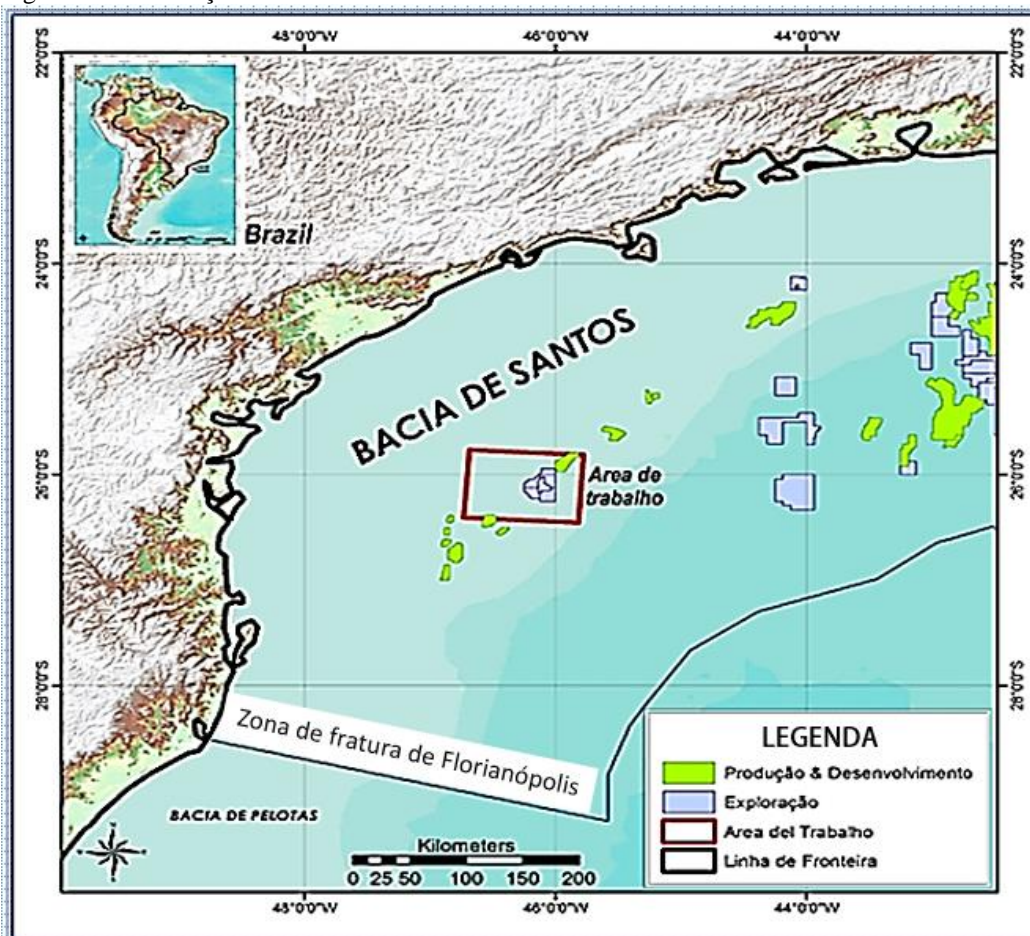
Caracterização dos tratos de sistemas nas sismossequências

Modelagem 3D do arcabouço sedimentar.

## 1 BACIA DE SANTOS

A Bacia de Santos, totalmente imersa, está localizada na porção sudeste da margem continental brasileira, em frente aos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, entre os paralelos 23°S e 28°S. Ela figura entre as maiores bacias sedimentares do Brasil. Ao norte, está limitada pelo Alto de Cabo Frio e, ao sul, pela Plataforma de Florianópolis / Dorsal de São Paulo, feições que a separam da Bacia de Campos e da Bacia de Pelotas, respectivamente (Figura 1). A área total da bacia é de 352.260 km<sup>2</sup>, dos quais 150.760 km<sup>2</sup>, 20.750 km<sup>2</sup> e 180.750 km<sup>2</sup> correspondem às áreas situadas entre as cotas batimétricas de 0-400m, 400- 1000m e 1.000-3.000m, respectivamente (Severino, 2000).

Figura 1 - Localização e limites da Bacia de Santos



Fonte: A autora, 2016.

## 1.1 Evolução tectono-estratigráfica

As bacias marginais do sudeste brasileiro foram desenvolvidas no contexto da ruptura do Gondwana no EoCretáceo, e conseqüentemente durante a criação do oceano Atlântico Sul. São classificadas como típicas bacias do Atlântico com seus riftes continentais cobertos por grandes volumes de sal de idade Aptiana depositados em ambiente transicional entre condições terrestres e marinhas, que por sua vez está sobreposto por espessas camadas de sequências sedimentares marinhas depositadas em uma série de transgressões e regressões.

O embasamento pré-cambriano é representado pelo Sistema Orogênico da Mantiqueira, que se estende por mais de 2500 km na direção predominante NE-SW e aflora na região sudeste brasileira. Este terreno metamórfico/ígneo foi formado durante a amalgamação da porção oeste do Gondwana (Heilbron *et al.*, 2000; 2008), na qual três episódios colisionais de idade 650-600 Ma, 595-560 Ma e 530-490 Ma são reconhecidos (Almeida *et al.*, 2013; Heilbron *et al.*, 2000, 2008; Schmitt *et al.*, 2008; Valeriano *et al.*, 2004). Tal processo orogênico é conhecido como evento Brasileiro ou Pan Africano (Almeida *et al.*, 1981).

Durante o Paleozóico toda a região interior do Gondwana manteve-se tectonicamente estável. Mudanças eustáticas do nível do mar fizeram com que o mar invadissem e recuassem, depositando sedimentos marinhos, transicionais, continentais e glaciais na gigante Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990). Esta bacia intracratônica com mais de 6 km de profundidade, ocupa uma área atual de aproximadamente 1,100,000 km<sup>2</sup> e seus limites iniciais são desconhecidos, mas certamente eram mais extensos que os atuais. Provavelmente, a mesma recobria toda a área hoje afetada pelo rifte Cretáceo e tinha conexão com a Bacia do Karoo, no lado Africano, a qual faz parte do sistema rifte Namíbia e África do Sul. Mega-desertos triássicos e jurássicos refletem o isolamento e a estabilidade da parte central do supercontinente Pangeia (Zalán, 2004).

No Eocretáceo (137-127 Ma), gigantes volumes de basalto toleítico foram derramados na Bacia do Paraná (Formação Serra Geral); derrames análogos são descritos no Platô de Etendeka na Namíbia, (Peate, 1997; Thiede e Vasconcelos, 2010). Este intenso vulcanismo interrompeu o período de estabilidade da região, processos de rifteamento e ruptura do Gondwana iniciaram-se por volta de 130 Ma, de acordo com Moreira *et al.* (2007).

Assim, a desestabilização do supercontinente Gondwana e a quebra do continente entre América do Sul e África, no Mesozoico, ocorreu sobre um embasamento complexo e

heterogêneo constituído por blocos cratônicos de idade Paleoproterozóica–Arqueana e faixas orogênicas Neoproterozóicas (Heibron *et al.*, 2008) e uma cobertura sedimentar paleozóica capeada por rochas vulcânicas eocretáceas. O contraste entre regiões cratônicas (como o cráton São Francisco) e cinturões orogênicos que foram afinados e erodidos contribuem para a localização preferencial dos processos de quebra continental do Mesozóico (Alkmim *et al.*, 2007; apud Almeida *et al.*, 2013).

A formação da Bacia de Santos está relacionada aos processos de rifteamento ocorridos durante a quebra do Gondwana e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, no Mesozóico (Pereira & Macedo, 1990).

Em termos estruturais, a bacia apresenta dois estilos tectônicos distintos: o inferior, representado pela sequência rifte, e o superior, referente às sequências transicional e drifte. O primeiro estilo é caracterizado por uma sucessão de horsts e grabens, cujo padrão e litologias ainda são pouco conhecidos, à exceção de suas partes mais rasas proximais, onde a sequência rifte foi perfurada. As recentes campanhas de aquisição sísmica obtiveram dados de boa resolução, principalmente abaixo da seção evaporítica, que contribuiu para a definição do comportamento da fase rifte nas partes mais distais da bacia. Uma importante feição estrutural é a Charneira de Santos, cujo traçado acompanha a configuração da linha de costa e que constitui o limite oeste da sedimentação cretácea na bacia, segundo Pereira *et al.* (1986).

Os esforços distensivos tiveram início durante o Eo-Cretáceo, com o desenvolvimento de fissuras com a manifestação de derrames vulcânicos toleíticos (Macedo, 1989). Esses derrames basálticos, correspondentes à Formação Camboriú de idade neocomiana, dispõem-se discordantemente sobre o embasamento cristalino da Faixa Ribeira e correspondem ao embasamento para o preenchimento sedimentar de quase toda a Bacia de Santos (Pereira & Feijó, 1994).

O arcabouço tectono-sedimentar da Bacia de Santos compreende três supersequências, denominadas rifte, pós-rifte e drifte (Moreira *et al.*, 2007) (Figura 2). A acumulação de sedimentos ocorreu inicialmente em condições flúvio-lacustres, passando posteriormente por um estágio de bacia evaporítica e evoluindo para uma bacia de margem passiva (Chang *et al.*, 2008).

A supersequência rifte compreende o registro vulcano-sedimentar de idade Hauteriviana a Eo-Aptiana. Inicia-se com o extravasamento de lavas basálticas da Formação Camboriú. Com a evolução do estiramento, os semi-grábens formados foram sendo preenchidos por sedimentos clásticos continentais, representados por conglomerados e arenitos nas porções proximais e pelitos de composição talco-estevevénica e folhelhos escuros

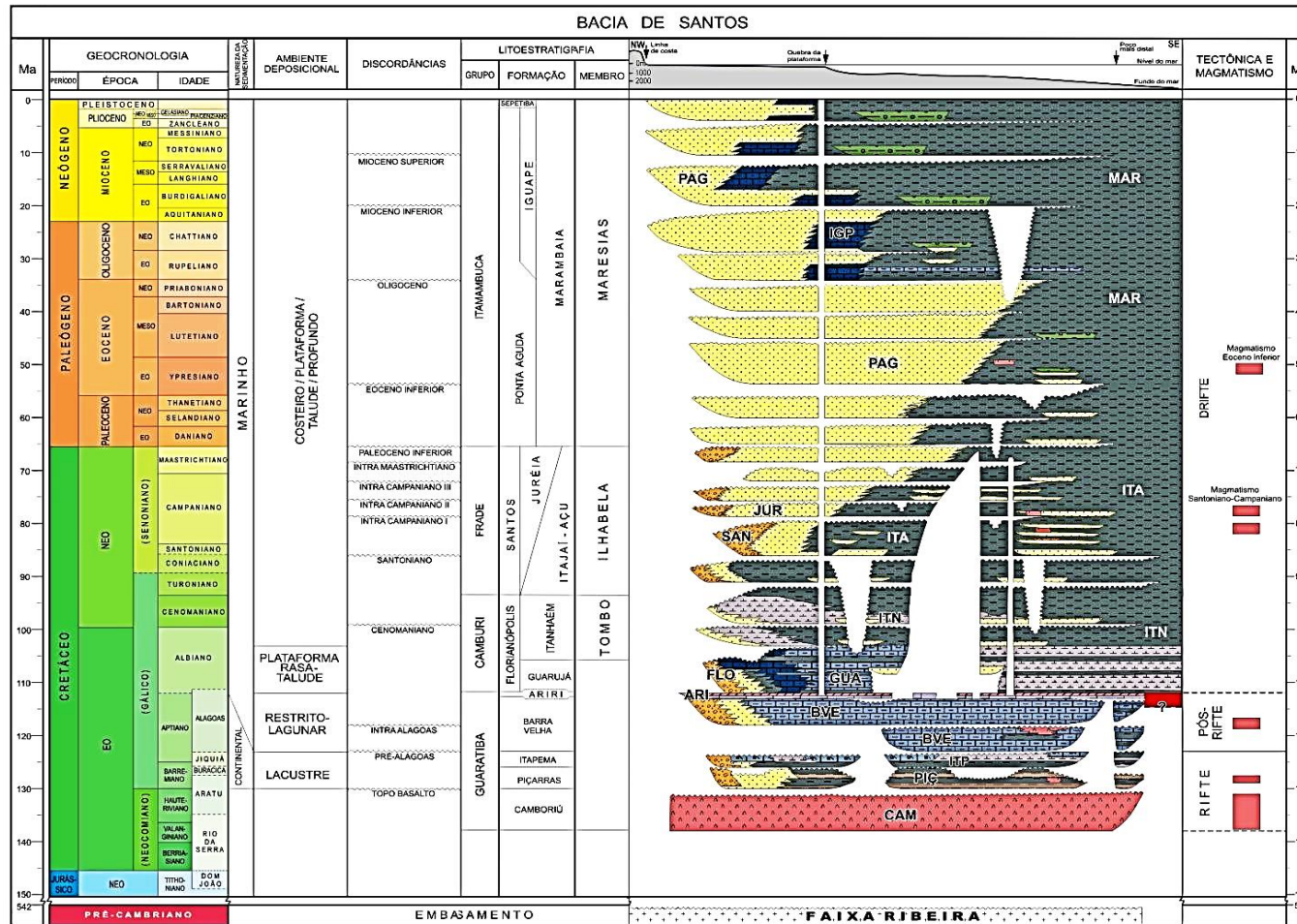
ricos em matéria orgânica nas porções distais, pertencentes à Formação Piçarras do Grupo Guaratiba.

Esses sedimentos foram depositados desde o estágio inicial até o estágio de máxima atividade de formação dos semi-grábens, durante o Barremiano (Moreira *et al.*, 2007).

Discordantemente, foram depositados os sedimentos pelíticos e carbonáticos da Formação Itapema do Grupo Guaratiba de idade Eo- Aptiana, já no estágio final da formação dos semi-grábens, quando as falhas diminuem a atividade até cessar quase completamente. É caracterizada pela intercalação de calcirruditos, formados por fragmentos de conchas de pelecípodes (coquinas), e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica (Moreira *et al.*, 2007).

Quando as falhas principais do rifteamento haviam cessado sua atividade, ou sofriam raras reativações, toda a bacia rifte iniciou sua subsidência térmica, dando início à deposição da supersequência pós-rifte durante o Aptiano (Andar Alagoas). Em um ambiente transicional, entre continental e marinho raso, bastante estressante, houve a deposição dos sedimentos clásticos/carbonáticos da Formação Barra Velha e dos evaporitos da Formação Ariri, ambas pertencentes ao Grupo Guaratiba (Moreira *et al.*, 2007).

Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Santos

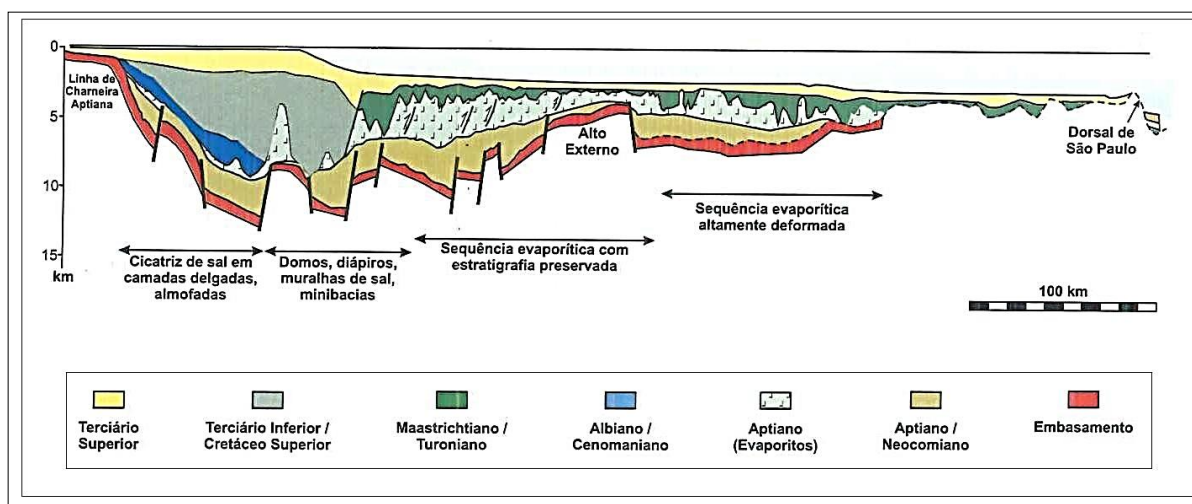


Fonte: MOREIRA et al., 2007. Adaptada pela autora, 2016.

A Formação Barra Velha assenta-se sobre a discordância *break-up* (Mohriak, 2003) ou pré-Alagoas (Moreira *et al.*, 2007). É caracterizada por depósitos de águas muito rasas em um lago/mar epicontinental, composta de calcários estromatolíticos, laminitos microbiais, microbiólitos ricos em talco e argilas magnesianas e folhelhos carbonáticos, com ocorrência subordinada de coquinas, e com sedimentos clásticos grossos na porção proximal (Moreira *et al.*, 2007). O limite superior da Formação Barra Velha é a base dos evaporitos da Formação Ariri do Grupo Guaratiba, datada de 113 Ma, que marca a passagem de uma sedimentação clástica/carbonática para uma sedimentação evaporítica (Moreira *et al.*, 2007).

A expressiva sedimentação evaporítica na Bacia de Santos, que pode apresentar espessuras originais máximas da ordem de 2000 a 2500 m (Pereira & Macedo, 1990), se deu em um ambiente marinho restrito, condicionado pelo alinhamento do Alto de Florianópolis e da Dorsal de São Paulo. Essas estruturas barraram a circulação do oceano Atlântico já coexistente mais a sul na Bacia de Pelotas, que, alinhadas ao clima seco e quente vigente à época, proporcionaram as condições ideais para o desenvolvimento dessa vasta bacia evaporítica (Demercian, 1996 *apud* Garcia *et al.*, 2012). A Formação Ariri é caracterizada por espessos pacotes de halita, associados a anidrita, calcilutitos, folhelhos e margas (Pereira & Feijó, 1994), depositados em um intervalo temporal de 0,7 a 1 Ma (Dias, 1998 *apud* Moreira *et al.*, 2007).

Figura 3 - Seção geológica regional da Bacia de Santos



Fonte: GAMBOA *et al.*, 2008. Adaptada pela autora, 2016.

Após a fase evaporítica, teve início a separação efetiva dos continentes, com subsidência termal, formação da Cadeia Meso-Atlântica e entrada definitiva do mar, propiciando o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática durante o Albiano

(Macedo, 1989). A Formação Guarujá é composta por calcarenitos oolíticos e bioclásticos, gradando lateralmente para calcilutitos e margas, e interdigita-se lateralmente com os clásticos grosseiros proximais da Formação Florianópolis (Pereira & Feijó, 1994). Durante a deposição dos carbonatos, tiveram início os processos de escorregamento do sal bacia adentro, correspondendo às primeiras manifestações da deformação halocinética na bacia (Pereira *et al.*, 1986) (Figura 3).

Duas seqüências de padrão retrogradante se sucederam, levando ao afogamento da plataforma carbonática pelos sedimentos pelágicos do Neo-Albiano ao Meso-Turoniano, em resposta a uma subida relativa do nível do mar (Macedo, 1989). Do Neo-Albiano ao Eo-Cenomaniano, houve a deposição dos sedimentos clásticos/carbonáticos da Formação Itanhaém, caracterizada por folhelhos e margas de origem marinha, com arenitos intercamadados pertencentes ao Membro Tombo. Esses arenitos são originados por fluxos gravitacionais densos, geralmente encaixados em baixos deposicionais gerados pela tectônica salífera albiana (Moreira *et al.*, 2007). O subsequente aprofundamento da bacia resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo até o Meso-Turoniano (Mohriak, 2003), representado pelos folhelhos e argilitos escuros da Formação Itajaí-Açu, marcando a maior ingressão marinha do registro sedimentar, correspondente ao evento anóxico Turoniano (Moreira *et al.*, 2007).

Após essa fase eminentemente transgressiva, que, diferentemente da maioria das bacias marginais brasileiras, perdurou apenas até o Meso-Turoniano (Pereira & Macedo, 1990), ocorreu uma série de eventos fortemente regressivos durante o Senoniano (Neo-Cretáceo), fazendo com que a linha de costa recuasse significativamente mar adentro (Pereira *et al.*, 1986). Esses pulsos sedimentares de intensidade ímpar na margem continental brasileira, registrados pelos depósitos do Grupo Frade (Formações Santos/Jureia e Itajaí-Açu e Membro Ilhabela), estão intimamente ligados ao soerguimento da Serra do Mar (Pereira *et al.*, 1986; Pereira & Macedo, 1990; Macedo, 1990; Modica & Brush, 2004). A Serra do Mar foi a principal fonte de sedimentos clásticos para a bacia, conduzindo a uma progradação da plataforma a despeito do alto nível do mar global (Modica & Brush, 2004). Almeida & Carneiro (1998) e Zalán & Oliveira (2005) preferem referir-se a esta feição geomorfológica que existiu no Cretáceo Superior como proto-Serra do Mar ou Serra do Mar Cretácea, respectivamente, considerando que a Serra do Mar propriamente dita surgiu devido a processos tectônicos de movimentação vertical ocorridos no Cenozoico.

A Formação Santos é caracterizada por sedimentos conglomeráticos de leques aluviais, que se interdigitam com os arenitos plataformais a costeiros da Formação Juréia



(Pereira, 1989), que passam gradualmente a sedimentos pelíticos, siltitos e folhelhos, além de diamictitos e margas da Formação Itajaí-Açu (Pereira & Feijó, 1994), depositados nas regiões de plataforma distal, talude e bacia. O Membro Ilhabela ocorre sob a forma de arenitos de fluxos turbidíticos, mostrando-se fortemente canalizados ou na forma de leques pelo desconfinamento do fluxo (Moreira *et al.*, 2007).

Sobre a discordância da passagem do Cretáceo para o Paleoceno, apesar da diminuição do aporte sedimentar, foram depositados uma série de pacotes progracionais, devido à baixa taxa de subsidência térmica (Chang & Knowsmann, 1985 *apud* Pereira *et al.*, 1986) e queda generalizada do nível do mar (Vail *et al.*, 1977 *apud* Pereira *et al.*, 1986). Peixoto (2004) também cita que estudos baseados em traço de fissão em apatitas apontam novos pulsos de soerguimento das Serras do Mar e da Mantiqueira há cerca de 60 Ma.

Essas sequências regressivas se estenderam do Paleoceno Inferior até o limite Eoceno/Oligoceno, compreendendo uma série de pacotes progracionais a agradacionais para o topo, que deslocaram a quebra da plataforma continental para dezenas de quilômetros além da quebra atual, representando a maior queda na variação relativa do nível do mar durante o Paleogeno. Essas sequências são representadas pelos arenitos plataformais a continentais da Formação Ponta Aguda nas porções proximais; enquanto nas regiões de plataforma distal, talude e bacia predominam os siltitos e folhelhos, além de diamictitos e margas da Formação Marambaia. Expressivos cânions cortam os sedimentos da Formação Marambaia, sendo preenchidos pelos arenitos resultantes de fluxos turbidíticos densos do Membro Maresias, que ocorrem também intercalados aos sedimentos pelíticos da Formação Marambaia na região batial (Moreira *et al.*, 2007).

No Oligoceno Inferior, ocorre uma importante discordância relacionada a uma grande elevação relativa do nível do mar, que propiciou um expressivo recuo da borda da plataforma em relação à sequência anterior. As sequências depositadas sobre essa discordância apresentam padrão progradante, e em posições próximas à quebra da plataforma, ocorrem pela primeira vez os calcarenitos e calcirruditos da Formação Iguape (Moreira *et al.*, 2007).

No Mioceno Inferior, as sequências de ordem menor passam a apresentar uma tendência transgressiva, culminando em uma proeminente superfície de inundação no Meso-Mioceno, há cerca de 16 Ma (Moreira *et al.*, 2007). Uma queda eustática global em torno de 11 Ma gera outra importante discordância no Mioceno da bacia, relacionada com a formação da capa de gelo do leste da Antártica (Peixoto, 2004 *apud* Moreira *et al.*, 2007).

A sedimentação pliocênica e pleistocênica da bacia é representada por arenitos e coquinas da Formação Sepetiba depositados na porção plataformal. Na porção de talude predominam os sedimentos lamosos cortados por cânions preenchidos por sedimentos lamosos ou arenosos. Na porção bacinal predominam as cunhas de diamictitos e lamas de água profunda da Formação Marambaia, e ocorrem intercalados os arenitos turbidíticos do Membro Maresias (Moreira *et al.* 2007). Segundo Peixoto (2004), a cunha progradante que estabelece a posição atual da borda da plataforma encontra-se formada desde o Plioceno.

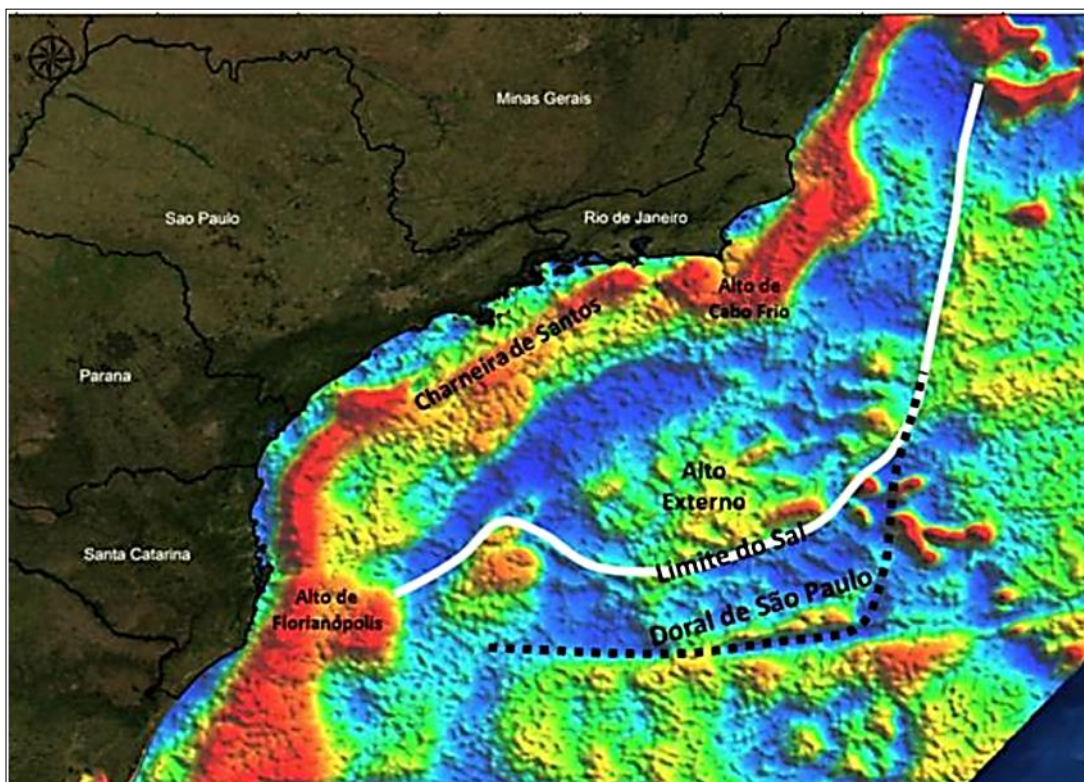
É possível o reconhecimento de cones vulcânicos e derrames subMarinhos em seções sísmicas da bacia, de forma que foram identificados eventos magmáticos no pré-Albiano, Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e no Eoceno (Oureiro, 2006 *apud* Moreira *et al.*, 2007). As rochas magmáticas extrusivas do Paleoceno e do Eoceno constituem, principalmente, estratovulcões de formato cônico, que apresentam uma sismofácies caótica no seu interior (Moreira *et al.*, 2007).

## 1.2 Arcabouço estrutural da Bacia de Santos e áreas adjacentes

As principais feições do arcabouço estrutural da Bacia de Santos estão relacionadas aos processos tectônicos que atuaram na porção sul-sudeste do Atlântico Sul, durante a ruptura continental ocorrida entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, e à halocinese, que configurou o arcabouço das sequências pós-rifte.

Segundo Braga *et al.* (2003), a estruturação do embasamento da Bacia de Santos é marcada por um arranjo anastomosado de lineamentos predominantemente NE-SW, com estruturas NW-SE quase inexpressivas. A forte influência da trama petrológica do embasamento sobre as estruturas NE-SW compartimentam o preenchimento da bacia e controlam as principais falhas como, por exemplo, a linha de flexura cretácea, zonas de transferência, grábens, *horsts*, altos regionais, depocentros principais, diques e províncias vulcânicas.

Figura 4 - Mapa de anomalia gravimétrica ar-livre evidenciando as principais feições da bacia



Fonte: LIMA *et al.*, 2013. Adaptada pela autora, 2016.

A linha de flexura cretácea ou Charneira de Santos é uma importante feição do embasamento da bacia, que é caracterizada por limitar os mergulhos suaves do embasamento a oeste, dos mais acentuados a leste (Moreira *et al.*, 2007). A sedimentação cretácea ocorre somente a leste dessa feição, enquanto a oeste observa-se sedimentação terciária sobre o embasamento raso (Pereira *et al.*, 1986).

Extensões diferenciais da crosta continental durante a fase rifte favoreceram a implantação de três importantes zonas de transferência, denominadas Zona de Transferência do Rio de Janeiro, de Curitiba e de Florianópolis. A Zona de Transferência de Curitiba divide praticamente a bacia em duas sub-bacias, denominadas embaiamentos Norte e Sul (Figura 4) (Pereira & Macedo, 1990).

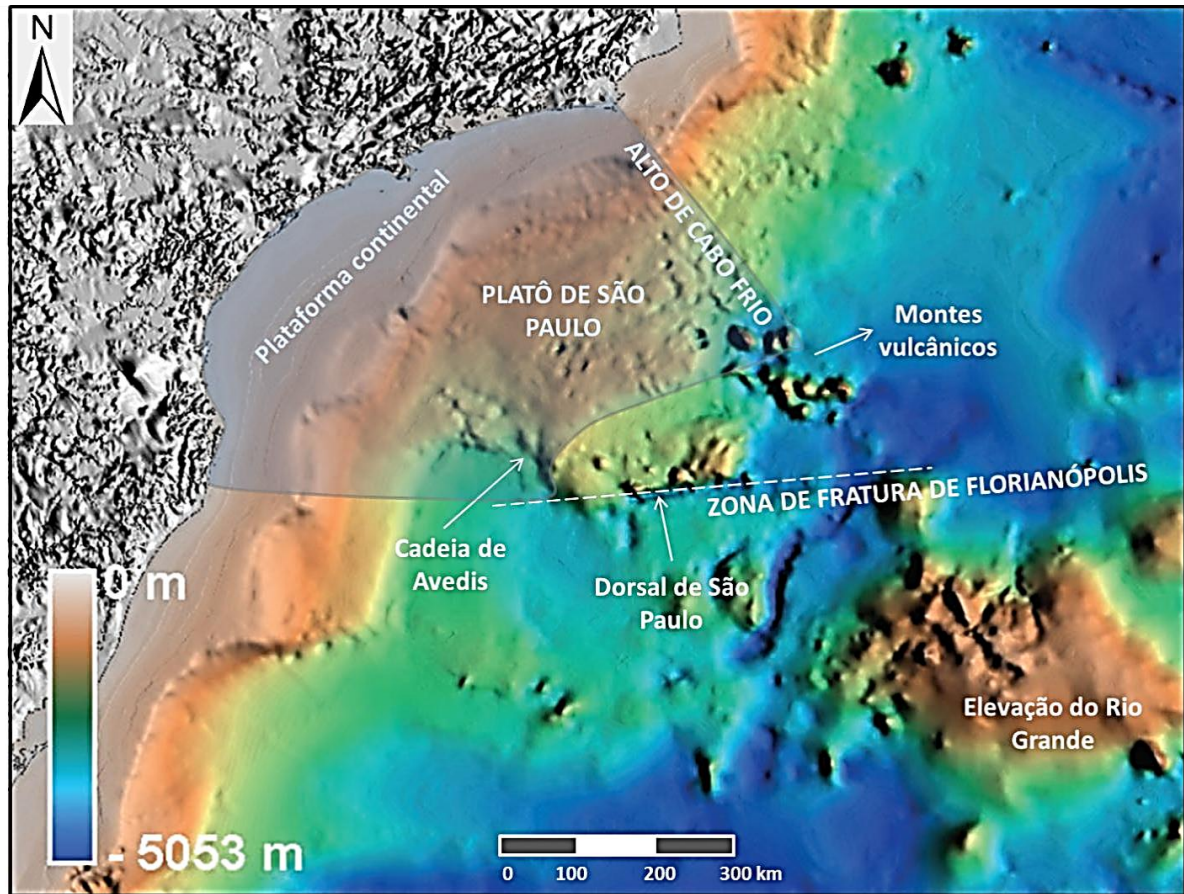
As principais feições fisiográficas do fundo oceânico na região da Bacia de Santos são (Figura 5):

- a) alto de Cabo Frio: O Alto de Cabo Frio limita a Bacia de Santos a norte, separando-a dos depocentros da Bacia de Campos. O Alto de Cabo Frio está associado a eventos tectono- magmáticos pós-rifte datados do Santoniano ao Eoceno (Mohriak & Paula, 2005);

- b) alto de Florianópolis: O Alto de Florianópolis constitui uma região do embasamento raso com 250 km de largura que limita as bacias de Santos e Pelotas. A Zona de Fratura do Rio Grande ou de Florianópolis é considerada extensão, oceano adentro, do Alto de Florianópolis (Machado, 2010);
- c) platô de São Paulo: Constitui uma das principais feições fisiográficas da bacia, tratando-se de uma larga elevação da margem continental composta em sua maior parte por uma crosta continental estirada, batimetricamente menos profunda e controlada por estruturas do embasamento (Mascle & Renard, 1976). Este platô se estende desde o Alto de Florianópolis para além do Alto de Cabo Frio, adentrando nas bacias de Campos e Espírito Santo. O limite da crosta continental estirada com a crosta oceânica ocorre imediatamente após o Platô de São Paulo (Moreira *et al.*, 2007). Zalán *et al.* (2011) mapearam ao longo do entorno do Platô de São Paulo a provável exumação do manto, configurando o limite entre a crosta continental estirada e a crosta oceânica a leste;
- d) dorsal de São Paulo: Cadeia vulcânica submarina, com direção aproximada E-W, que constitui o limite sul do Platô de São Paulo. O alinhamento entre a plataforma de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo representa não apenas o limite sul da bacia de Santos e do Platô de São Paulo, mas também o limite sul da bacia evaporítica desenvolvida durante o Aptiano. Estas estruturas barraram a circulação do oceano Atlântico nas bacias acima da bacia de Pelotas, de modo que não ocorreu a deposição de evaporitos na Bacia de Pelotas, enquanto que na Bacia de Santos foram depositadas espessas camadas de sal (Demercian, 1996);
- e) cadeia Vulcânica de Avedis: Cadeia vulcânica localizada no sul da Bacia de Santos, com direção aproximadamente NE, possuindo cerca de 100 km de comprimento (Demercian & Sztamari, 1999).

As deformações gravitacionais das camadas de evaporitos depositada durante o Aptiano propiciaram a ocorrência de uma ampla variedade de estruturas que modelam o pacote pós-rifte da bacia (Pereira & Macedo, 1990).

Figura 5 - Principais feições fisiográficas do fundo oceânico na região da Bacia de Santos



Fonte: MOHRIAK, 2003. Adaptada pela autora, 2016.

A movimentação do sal iniciou-se no Aptiano Superior-Albiano Inferior, criando uma série de falhas lítricas que se propagam para a seção sedimentar mais nova, criando uma estruturação complexa associada à tectônica salífera. A bacia evaporítica é caracterizada por vários domínios tectônicos: os compartimentos extensionais com almofadas de sal, o compartimento com diápiros de sal e a região de muralhas de sal com grandes empurrões e dobramentos, localmente invertendo as mini-bacias (Mohriak, 2003).

Na porção centro-norte da bacia, ocorre uma grande falha lítrica antitética associada à tectônica do sal, denominada Falha de Cabo Frio. Caracteriza-se por apresentar muralhas de sal no bloco alto, enquanto o sal é praticamente ausente no bloco baixo, onde a seção do Cretáceo Superior apresenta estruturas do tipo *rollover* (Assine *et al.*, 2008).

### 1.2.1 Soerguimento da Serra do Mar e os Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil

Na porção continental adjacente à Bacia de Santos, encontra-se uma das mais importantes feições orográficas da borda atlântica do continente sul-americano: as serras do Mar e da Mantiqueira (Almeida & Carneiro, 1998). A presença desse sistema de montanhas revela que a região sudeste do Brasil não se constituiu em uma típica margem passiva tal como preconizada na visão clássica da Teoria da Tectônica de Placas (Zalán & Oliveira, 2005).

A Serra do Mar é um conjunto de escarpas festonadas de direção geral ENE que se estende por cerca de 1.000 km de extensão, desde o Rio de Janeiro até o norte de Santa Catarina. Constitui a borda do Planalto Atlântico no trecho voltado para a Bacia de Santos. No Rio de Janeiro, apresenta-se como uma montanha constituída por bloco de falhas inclinado para norte- noroeste em direção ao rio Paraíba do Sul, com vertentes abruptas voltadas para a Baixada Fluminense, a sul; em São Paulo, impõe-se como típica borda de planalto, com altitudes de 800 a 1.200 m; no Paraná, configura uma cadeia de montanhas com elevações de até 1.800 m; e no norte de Santa Catarina, é encontrada na forma de cordões de serras paralelas e montanhas isoladas (Almeida & Carneiro, 1998).

Segundo Almeida & Carneiro (1998), a origem dos sistemas montanhosos subparalelos que compõem as serras do Mar e da Mantiqueira remonta ao Paleoceno. No entanto, o grande volume de sedimentos cretácicos das formações Santos e Jureia na Bacia de Santos indica que um relevo destacado existiu no Cretáceo Superior perto da borda da bacia, o qual forneceu grande quantidade de detritos grossos que se acumularam na plataforma externa e na borda proximal da bacia, o que para os referidos autores constituía uma proto-Serra do Mar.

Zalán & Oliveira (2005) também reconhecem dois episódios de soerguimento do embasamento. Estudos de traços de fissão em apatita apontam para um importante soerguimento entre 85-65 Ma (Tello Saenz *et al.*, 2003), e para um outro com início datado imprecisamente como pós-60 Ma (Tello Saenz *et al.*, 2003) e clímax no Eoceno-Oligoceno (Hackspacher *et al.*, 2003). Influxos anômalos de sedimentos e a ocorrência de turbiditos na Bacia de Santos corroboram com as idades obtidas para os dois pulsos de soerguimento: volumosos depósitos clásticos grossos proximais (Formação Santos), clásticos médios-finos plataformais (Formação Juréia) e turbiditos (Membro Ihabela, Formação Itajaí-Açu) ocorrem

do Santoniano ao Maastrichtiano; pulsos de turbiditos arenosos são retomados timidamente no NeoPaleoceno/Eoceno, e de maneira notável no Mesoeoceno (Zalán & Oliveira, 2005).

O primeiro soerguimento foi de natureza epirogenética, envolvendo amplas regiões do embasamento e das bacias, gerando um megaplanalto amplo e coeso, denominado Serra do Mar Cretácea, cujo limite oriental coincide com a atual linha de charneira das bacias de Santos e Campos. Seus pulsos iniciais se deram no Coniaciano (89,5-88 Ma), e seu clímax durante o Santoniano-Maastrichtiano (85-65 Ma). Seu final coincide com o desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi, no limite Cretáceo/Terciário (65 Ma), que nivelou o planalto em torno de 2000 m em relação ao nível do mar atual. A crosta continental foi soerguida de maneira maciça e uniforme, sem quebramentos, provavelmente em resposta à passagem de leste para oeste da crosta continental da Placa Sul-americana sobre uma anomalia térmica do manto (*hot spot* de Trindade), o que é corroborado pelas intrusões/diques alcalinos datados em 82-52 Ma (Zalán & Oliveira, 2005).

O segundo soerguimento não foi de natureza ascensional, mas sim de colapso por instabilidade gravitacional, uma vez que a Serra do Mar Cretácea constituía um imenso planalto com flanco leste abrupto com um grande desnível em relação à Bacia de Santos, esta progressivamente subsidente. O megaplanalto começou a rachar e colapsar localmente no final do Paleoceno e mais abrangentemente no início do Eoceno. O clímax do colapso gravitacional deu-se no Mesoeoceno (48,6 – 40,4 Ma), e o colapso continuou ao longo do Neo-eoceno/Oligoceno/Eomioceno. O abatimento de blocos no interior do megaplanalto falhado ocorreu em faixas lineares de direção NE-SW, escalonadas à direita, indicando distensão levemente oblíqua, sinistrógira. As falhas delimitantes e as falhas transversais segmentadoras dos riftes são quase todas nucleadas em antigas zonas de cisalhamento do Ciclo Brasileiro (Zalán & Oliveira, 2005).

Alves (1981) indica a existência de um proeminente falhamento normal, a Falha de Santos, entre a Charneira de Santos e a linha de costa. Almeida & Carneiro (1998) sugerem que a atual Serra do Mar tenha surgido na Falha de Santos como resultado de abatimentos do planalto durante o evento tectônico iniciado no Paleoceno. Zalán & Oliveira (2005) não encontraram sinais da existência da Falha de Santos nos mapas de métodos potenciais.

O rebate elástico atuante nos blocos que não colapsaram devido ao alívio de carga provocado pelo escorregamento dos grábens, deve ter sido suficiente para soerguê-los em centenas de metros, elevando a Superfície de Aplainamento Japi para altitudes acima de 2.000 m (planaltos atuais). A geração de intenso relevo vertical por abatimento seletivo de blocos criando grábens e ombreiras rejuvenesceu a área-fonte de sedimentos para as bacias

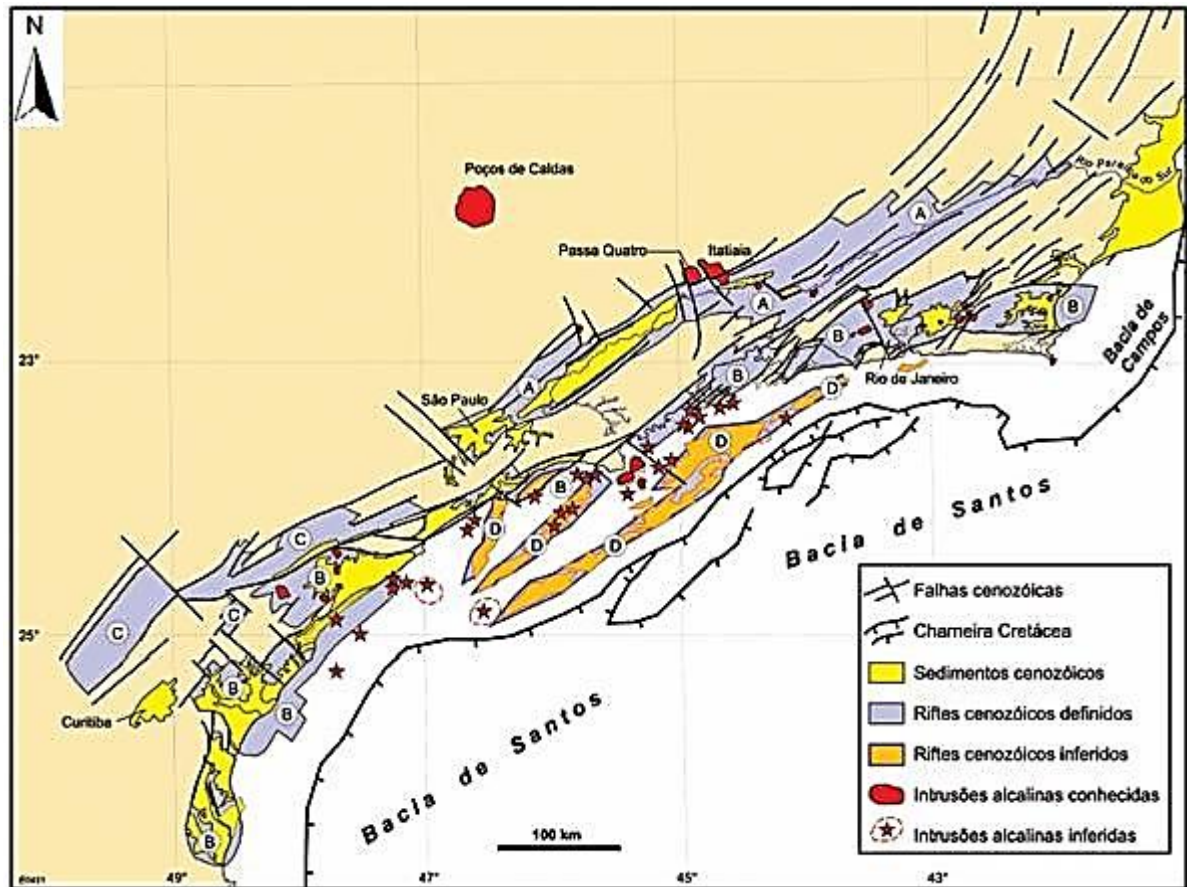
adjacentes, havendo um conseqüente aumento da carga de sedimentos clásticos transportados pelas drenagens que fluíam do interior dos riftes em direção às bacias de Santos e Campos (Zalán & Oliveira, 2005).

Uma série de grábens de idade cenozoica desenvolveram-se subparalelamente a Serra do Mar no evento de colapso do megaplano, ocorrendo desde o Paraná até o norte do Rio de Janeiro, coincidindo totalmente com a extensão da Serra do Mar e, em parte, com a da Serra da Mantiqueira. Serras menores, com orientações paralelas a estas (ex.: Serra da Carioca, RJ), também fazem parte deste conjunto. Zalán & Oliveira (2005) denominam essa associação de serras com vales tectônicos intervenientes e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos/Campos (até às suas charneiras) de Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (Figura 6).

Zalán & Oliveira (2005) definiram quatro grandes riftes ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo (Figura 6). O Rifte do Paraíba do Sul, que encaixa completamente o curso do rio homônimo, engloba de oeste para leste os grábens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul. O Rifte Litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá. O Gráben da Guanabara é subdividido nos subgrábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty; separados por um divisor de águas (Zona de Transferência Tinguá-Tijuca) e pela região rica em ilhas que separa as baías de Sepetiba e da Ilha Grande (Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba) (Figura 7). O Rifte do Ribeira engloba os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira, enquanto o Rifte Marítimo contém rombo-grábens sugeridos na plataforma continental da Bacia de Santos.



Figura 6 – Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil

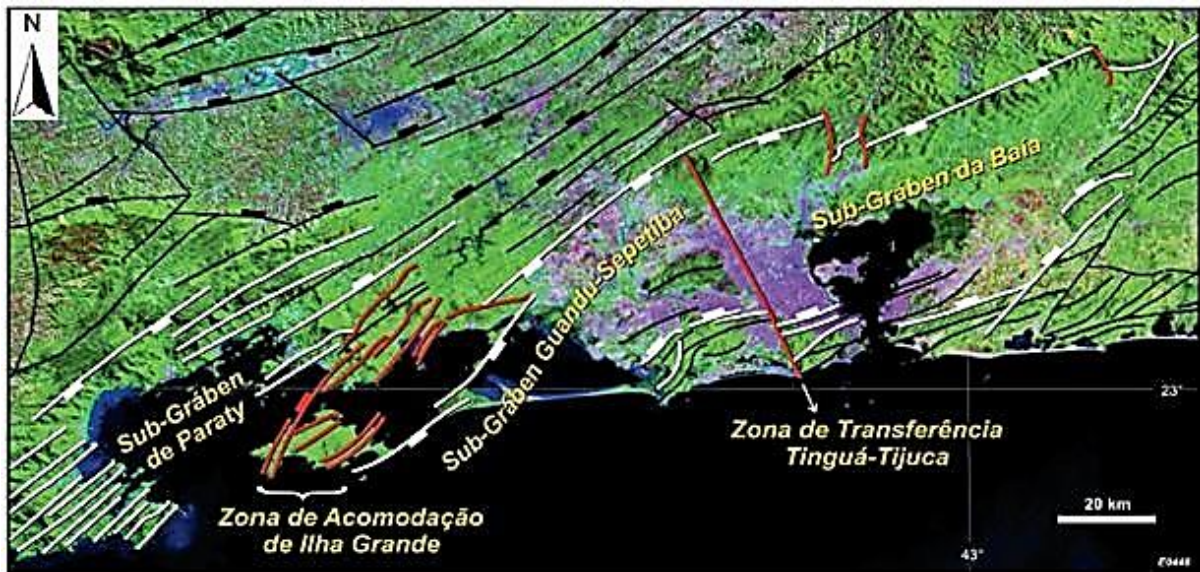


Legenda: (A) Paraíba do Sul; (B) Litorâneo; (C) Ribeira e (D) Marítimo.

Fonte: ZALAN; OLIVEIRA, 2005. Adaptada pela autora, 2016.

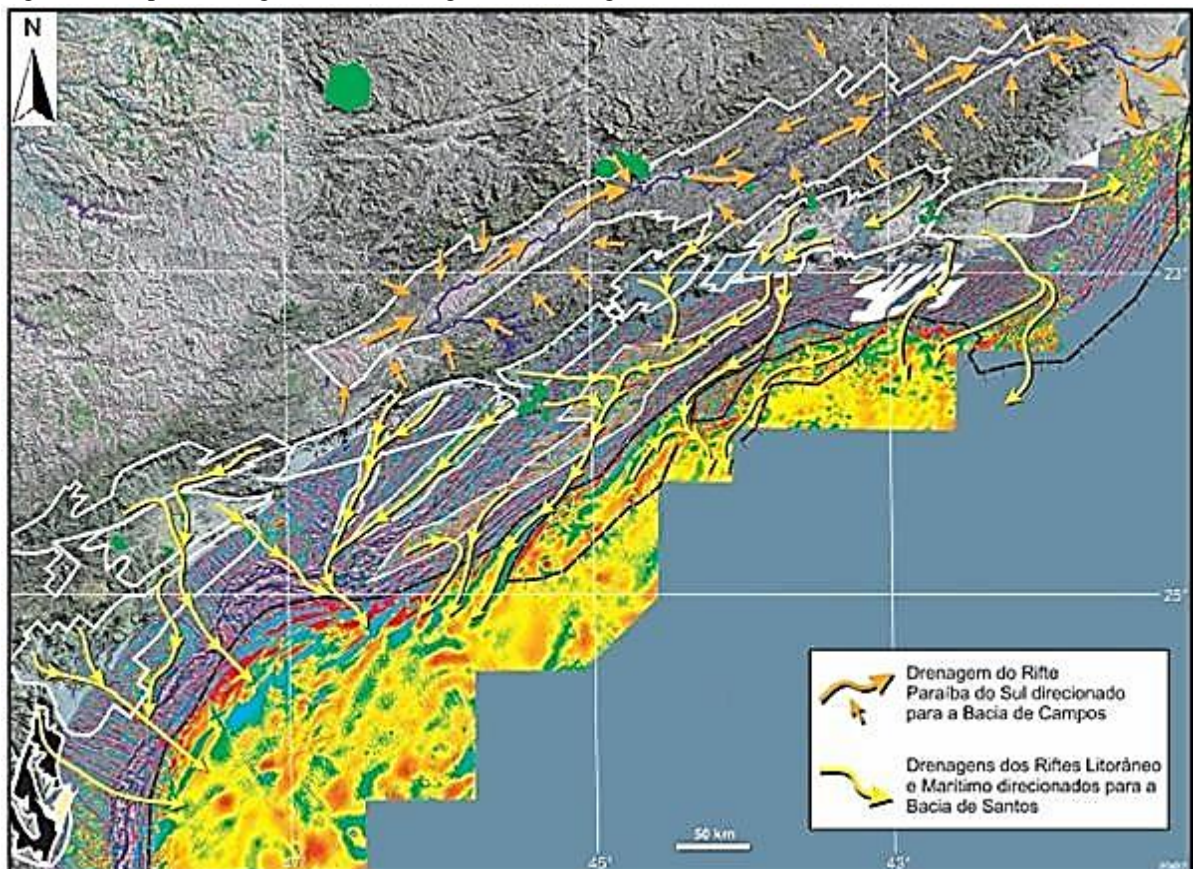
Segundo Zalán & Oliveira (2005), o Rifte Litorâneo, como por exemplo a drenagem do Rio Guandu no Gráben da Guanabara, foi o provável alimentador das areias mesoecênicas da Bacia de Santos, portadoras de grandes acumulações de óleo pesado (Figura 8). A maior quantidade de areias mesoecênicas a miocênicas na Bacia de Campos em relação à Bacia de Santos se deve possivelmente à maior área de rifte drenado pelo Rio Paraíba do Sul em comparação com a área emersa do Rifte Litorâneo e às maiores altitudes das bordas do Rifte do Paraíba do Sul.

Figura 7 - Interpretação estrutural do Gráben da Guanabara



Fonte: ZALAN; OLIVEIRA, 2005. Adaptada pela autora, 2016.

Figura 8 - Mapa aeromagnetométrico integrado com imagem de satélite do Sudeste do Brasil



Nota: Ilustração das prováveis redes, fluviais ou submarinas, que drenaram o sistema de riftes e alimentaram as bacias de Santos e Campos no Neopaleoceno-Mioceno

Fonte: ZALAN; OLIVEIRA, 2005. Adaptada pela autora, 2016.

### 1.3 Sistemas Petrolíferos

Um sistema petrolífero ativo compreende a existência e o funcionamento síncronos de quatro elementos (rochas geradoras maduras, rochas reservatório, rochas selantes e trapas) e dois fenômenos geológicos dependentes do tempo (migração e sincronismo) (Zalán, 2005). Na Bacia de Santos, são reconhecidos três sistemas petrolíferos principais: Piçarras - Itapema/Barra Velha, na seção pré-sal (Papaterra, 2010), Guaratiba-Guarujá e Itajaí-Açu-Ihabela, com reservatórios na seção pós-sal (Chang *et al.*, 2008).

#### 1.3.1 Rochas geradoras

As rochas geradoras do Grupo Guaratiba correspondem essencialmente aos folhelhos escuros ricos em matéria orgânica da Formação Piçarras e aos folhelhos radioativos da Formação Itapema, ambos depositados em ambiente lacustre no estágio rifte da bacia, entre o Barremiano e o Eo-Aptiano. Apresentam valores de carbono orgânico total (COT) entre 2 e 6% e Índice de Hidrogênio (IH) superior a 900 mg de HC/g COT, tratando-se de querogênio do tipo I, indicativo de matéria orgânica de origem lacustre. A geração de hidrocarbonetos do Grupo Guaratiba teve início no Neo-Albiano/Eo-Cenomaniano. O pico de geração e expulsão ocorreu entre 70 a 90 Ma, mas as rochas não entraram na janela de geração de óleo de maneira uniforme, devido à sua grande extensão geográfica, de modo que a geração pode ter se estendido até o Paleoceno. Essas rochas geradoras constituem a fonte das importantes descobertas do pré-sal da Bacia de Santos, como também de acumulações do pós-sal (Chang *et al.*, 2008).

As rochas geradoras da Formação Itajaí-Açu correspondem aos folhelhos depositados em ambiente marinho anóxico durante o Cenomaniano-Turoniano. Apresenta valores de COT médio ao redor de 1%, com máximo de 6%, e a matéria orgânica constitui-se da mistura dos tipos II e III, sendo composta de algas marinhas, pólenes, esporos e fragmentos de vegetais terrestres. As rochas geradoras da Formação Itajaí-Açu permaneceram no início da janela de maturação térmica durante boa parte da história evolutiva da bacia. Entretanto, a partir do Oligoceno, algumas áreas mostraram maior maturação, principalmente nas porções central e sul da bacia, em baixos estruturais formados pela halocinese (Chang *et al.*, 2008).

### 1.3.2 Rochas-reservatório

Os principais reservatórios da Bacia de Santos são os carbonatos das formações Itapema e Barra Velha na seção pré-sal, e os reservatórios carbonáticos da Formação Guarujá e os siliciclásticos do Membro Ilhabela na seção pós-sal.

Os reservatórios carbonáticos da Formação Itapema tratam-se de coquinas depositadas em condições lacustres no topo da seção rifte no Eo-Aptiano. Os reservatórios da Formação Barra Velha, por sua vez, são constituídos de microbialitos e estromatólitos depositados em condições transicionais no estágio pós-rifte da bacia (Papaterra, 2010). Integram o sistema petrolífero Piçarras-Itapema / Barra Velha, responsável, por exemplo, pelas acumulações dos campos de Lula, Sapinhoá, Búzios e área de Libra (ANP, 2013).

Os carbonatos de água rasa da Formação Guarujá constituem um importante reservatório da seção pós-sal na porção sul da Bacia de Santos. Este reservatório é caracterizado por calcarenitos oolíticos, depositados durante a implantação de uma plataforma carbonática ao longo do Albiano. Integra o sistema petrolífero Guaratiba-Guarujá, responsável, por exemplo, pelas acumulações dos campos de Tubarão, Coral, Estrela do Mar e Caravela (Chang *et al.*, 2008).

O principal reservatório siliciclástico da Bacia de Santos é representado pelos arenitos turbidíticos do Membro Ilhabela, de idade eo-turoniana a eo-santoniana. Os mesmos ocorrem intercalados aos pelitos de água profunda da Formação Itajaí-Açu e concentram-se no eixo central da bacia. Integra o sistema petrolífero Itajaí-Açu-Ilhabela, responsável, por exemplo, pelas acumulações dos campos de Merluza, Uruguá e Tambuatá (Chang *et al.*, 2008).

Outras unidades litoestratigráficas também constituem reservatórios siliciclásticos na seção pós-sal da bacia, destacando-se os arenitos neocretácicos das formações Santos/Jureia, além dos arenitos turbidíticos eocênicos da Formação Marambaia, que ocorrem principalmente nas porções central e norte da bacia (Chang *et al.*, 2008).

### 1.3.3 Selos e Trapas

Para as rochas-reservatório da seção pré-sal, a extensa camada de sal Aptiano da Formação Ariri constitui um selo quase perfeito para o sistema petrolífero (Papaterra, 2010). Além disso, a variação litológica das unidades da seção rifte pode propiciar um bom selo, devido às intercalações de sedimentos pelíticos (Chang *et al.*, 2008).

Na seção pós-sal, as rochas selantes para os reservatórios carbonáticos da Formação Guarujá são representadas pelos calcilitos intercalados aos calcarenitos da Formação Guarujá e pelos pelitos e calcilitos da Formação Itanhaém. Para os reservatórios siliciclásticos das formações Itajaí-Açu, Santos/Juréia e Marambaia, as rochas selantes são os pelitos intercalados aos arenitos do reservatório (Chang *et al.*, 2008).

As trapas, em geral, apresentam caráter estrutural ou misto. A estruturação induzida pelos domos e diápiros de sal exerce importante papel na formação de trapas para a acumulação de hidrocarbonetos. Mesmo quando são observadas feições estratigráficas passíveis de constituírem armadilhas, estas encontram-se deformadas pela halocinese, gerando trapas mistas. As trapas mais comuns em regiões com intensa halocinese é o acunhamento dos corpos arenosos contra a parede de domos e diápiros de sal, denominadas *pinch-out*. O período de formação das trapas ligadas à halocinese está compreendido desde o Neo-Albiano, nas regiões de águas rasas, até o Oligoceno, em águas profundas. Já nas unidades mais recentes, principalmente no Terciário, as trapas estratigráficas desempenham um papel mais relevante, pelo fato de serem menos afetadas pela tectônica do sal. Trapas associadas a altos estruturais da seção rifte também podem propiciar excelentes acumulações de hidrocarbonetos, como no caso do Campo de Lula na seção pré-sal (Chang *et al.*, 2008).

### 1.3.4 Migração

Para a acumulação nos reservatórios pré-sal, a migração se deu por *carrier-beds* desde os baixos estruturais até o ápice das estruturas, as quais apresentam excelente geometria de fechamento (Chang *et al.*, 2008).

Já o processo de migração de hidrocarbonetos gerados na seção rifte para os reservatórios pós-sal na Bacia de Santos ocorreu onde existiam janelas na camada de

sal ou onde estas possuíam uma espessura adelgada (< 200 m). O fluxo, então, se deu através das falhas distensionais lítricas associadas aos domos e diápiros de sal, ou através de falhas de transferência, até as armadilhas onde ocorreu a acumulação. No caso dos hidrocarbonetos gerados na Formação Itajaí-Açu, a migração também ocorreu preferencialmente através das falhas lítricas ou de transferência originadas pela halocinese (Chang *et al.*, 2008).

## 2 MODELO ESTRATIGRAFICO CONCEITUAL

A ideia de uma estratigrafia baseada essencialmente no contexto de sequências, dando um tratamento dinâmico-temporal aos pacotes sedimentares, foi conquistando espaço desde as três últimas décadas. Tal fato advém, principalmente, do grande avanço nas técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, permitindo que as “ideias históricas” da Estratigrafia Clássica fossem reunidas, trabalhadas e aperfeiçoadas para constituírem a base do que hoje é o paradigma na Geologia: a Estratigrafia de Sequências (Holz, 1998). O surgimento desta nova estratigrafia veio possibilitar uma visão do todo na análise de bacias sedimentares, permitindo conciliar, num só arcabouço, informações advindas de diversas áreas da Geologia Sedimentar (sedimentologia, bioestratigrafia, entre outros), bem como de diferentes fontes de dados geológicos (descrição litológica, sísmica, perfilagem de poços, etc.; Severiano Ribeiro 2001a).

É importante deixar claro que a estratigrafia de sequências foi, a princípio, modelada para bacias de margem passiva, onde a eustasia (variação global do nível do mar) é o principal fator controlador deste tipo de bacia (Prosser 1993). No entanto, em bacias do tipo rifte, a exemplo do que acontece nos estágios iniciais de evolução das bacias marginais brasileiras, a eustasia é um fator subordinado (Küchle et al. 2005), tornando-se inadequada a aplicação direta e irrestrita dos conceitos da estratigrafia de sequências, fazendo-se necessário, portanto, adaptações nas terminologias, conceitos e modelos originais da teoria.

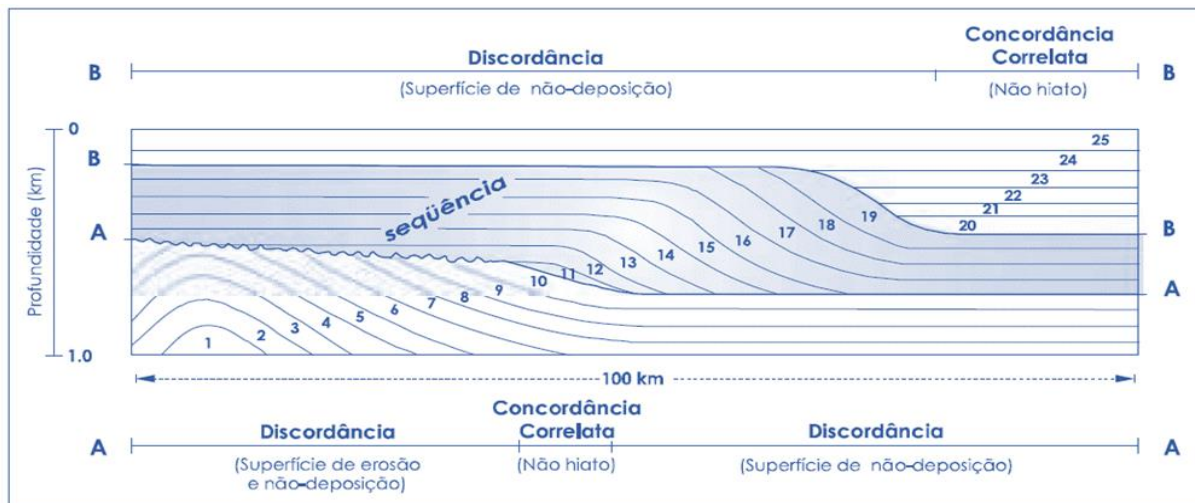
### 2.1 Estratigrafia de sequências

A estratigrafia de sequências consiste no estudo das relações de rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, em que a sucessão de rochas é cíclica e composta por unidades de estratos geneticamente relacionados (Posamentier *et al.* 1988), sendo estas unidades limitadas por superfícies de erosão ou não-deposição, ou por suas concordâncias correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988).

A unidade fundamental da estratigrafia de sequências é a sequência deposicional, a qual é definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos

relativamente concordantes e geneticamente relacionados, cujos limites superior e inferior são marcados por discordâncias, ou por suas concordâncias correlatas (Mitchum 1977, Mitchum *et al.* 1977a; Figura 9). Uma discordância refere-se a uma superfície que separa estratos mais jovens de mais antigos, ao longo da qual há evidências de truncamento erosivo subaéreo (e, em alguns casos, erosão submarina correlata) ou exposição subárea, com indicação de um significativo hiato (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988). Uma concordância correlata corresponde a uma superfície estratigráfica síncrona (cronohorizonte), a qual se origina no horizonte dentro da seção estratigráfica onde a discordância, limite da sequência, extingue-se e estende-se dentro de uma área de aparente deposição contínua na parte central da bacia (Salvador 2005 a, b).

Figura 9 - Representação esquemática da seção estratigráfica generalizada de uma sequência deposicional



Nota: Os limites inferior e superior da sequência são definidos pelas superfícies A e B, respectivamente, os quais passam lateralmente de discordâncias para conformidades correlatas. As superfícies 1 a 25 correspondem a unidades estratigráficas e, onde as mesmas estão ausentes, os hiatos são evidentes.

Fonte: MITCHUM *et al.*, 1977a; RIBEIRO, 2001c. Adaptada pela autora, 2016.

Uma sequência deposicional é formada por uma sucessão de tratos de sistemas, que, por sua vez, são constituídos por conjuntos de parassequências e parassequências (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988). Assim, para estes autores, as parassequências, os conjuntos de parassequências e os tratos de sistemas constituem os blocos construtores de uma sequência deposicional, e estes são interpretados como tendo sido formados em resposta à interação entre a eustasia, a tectônica e o aporte sedimentar. A combinação entre a eustasia e a tectônica produz uma variação relativa do nível do mar, a qual determina o espaço disponível para a potencial acumulação de sedimentos, ou seja, a acomodação (Jervey 1988, Emery & Myers 1996, Della Fávera 2001). A eustasia, a tectônica

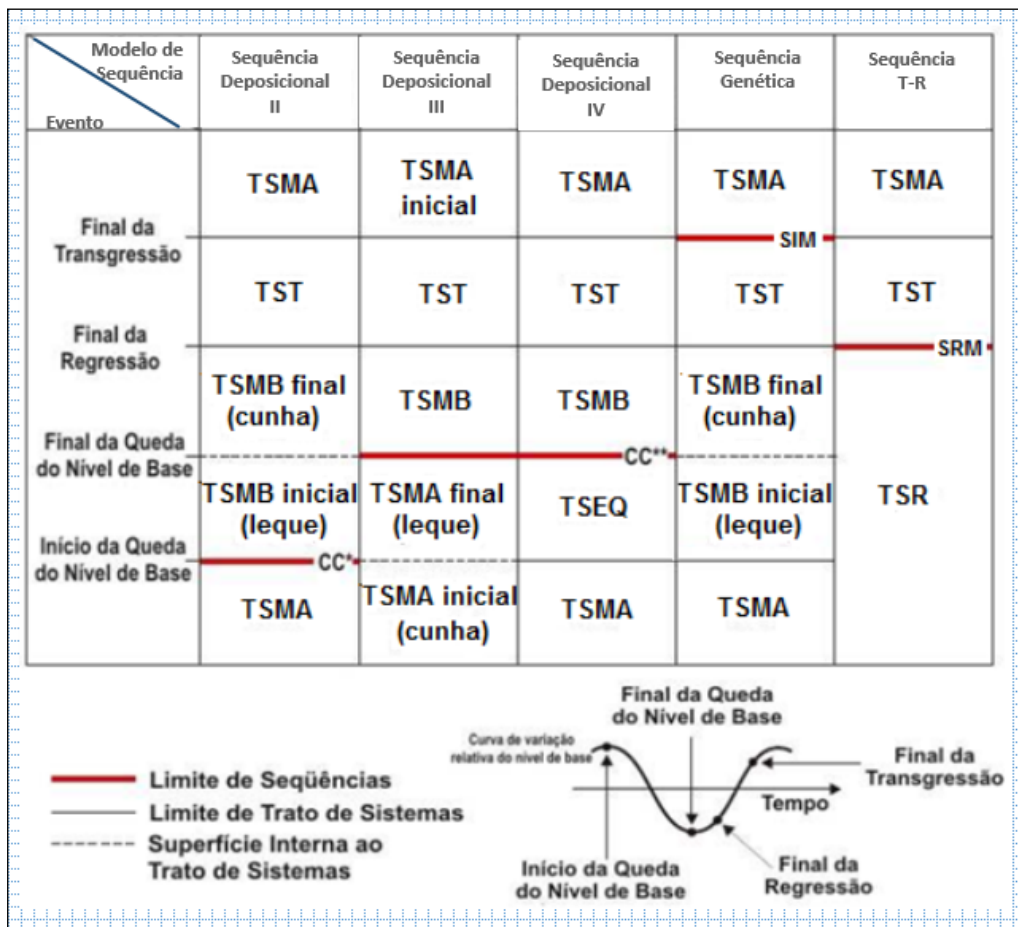


e o clima interagem entre si para controlar o fluxo sedimentar e a quantidade do espaço de acomodação que será preenchido (Emery & Myers 1996).

As sequências deposicionais são limitadas por discordâncias subaéreas e suas conformidades correlatas. As discordâncias subaéreas são amplamente usadas como limites de sequências, pois comumente marcam significativos hiatos no registro estratigráfico. O modelo de sequência estratigráfica genética, por sua vez, usa as superfícies de inundação máxima como os limites de sequência. Segundo Galloway (1989), as margens das bacias marinhas são caracterizadas por episódios repetitivos de progradação, pontuados por períodos de transgressão e inundação da plataforma deposicional. Essa abordagem tem a vantagem dessas superfícies serem facilmente mapeadas nos sistemas deposicionais marinhos, e de não depender de discordâncias subaéreas e, portanto, de uma queda do nível de base, de modo que o modelo pode ser aplicado a todos os tipos de ciclos, incluindo aqueles desenvolvidos durante subida contínua do nível de base. Contudo, onde as discordâncias subaéreas estão presentes, estas são incluídas dentro da sequência individual, o que pode, em alguns casos, levar a colocar estratos geneticamente não-relacionados dentro da mesma sequência. Já as sequências transgressivas-regressivas (T-R) são definidas como unidades sedimentares depositadas durante o tempo compreendido entre o início de um evento transgressivo e o início do próximo, de forma que a superfície de regressão máxima marca o limite da sequência (Catuneanu *et al.*, 2009) (Figura 10).

As parassequências e os conjuntos de parassequências são os blocos construtores fundamentais de uma sequência (Posamentier & Vail 1988, Van Wagoner *et al.* 1988, Christie-Blick & Driscoll 1995). As parassequências correspondem a uma sucessão de camadas concordantes e geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlativas (Van Wagoner 1985 *apud* Van Wagoner *et al.* 1988). Grande parte das parassequências, principalmente as siliciclásticas, apresenta um caráter progradacional (Van Wagoner *et al.* 1988), resultando em ciclos de rasamento para o topo (decréscimo gradual na profundidade da água), os quais podem ser de engrossamento ou afinamento textural para o topo (Van Wagoner *et al.* 1990 *apud* Córdoba 2001; figura 3.2).

Figura 10 - Nomenclatura dos tratos de sistemas e os limites de seqüência



Legenda: TSMA: trato de sistemas de mar alto; TST: trato de sistemas transgressivos; TSMB: trato de sistemas de mar baixo; TSEQ: trato de sistemas de estágio de queda; TSR: trato de sistema regressivo; SIM: superfície de inundação máxima; SRM: superfície de regressão máxima; CC\*: conformidade correlata *sensu* Posamentier & Allen (1999); CC\*\*: conformidade correlata *sensu* Hunt & Tucker (1992).

Fonte: CATUNEANU, 2006. Adaptada pela autora, 2016. Sequência deposicional 1: Haq *et al.* (1987), Posamentier *et al.* (1988); Sequência deposicional 2: Van Wagoner *et al.* (1988), Christie-Blick (1991); Sequência deposicional 3: Hunt & Tucker (1992), Helland-Hansen & Gjølberg (1994); Sequência genética: Frazier (1974), Galloway (1989); Sequência T-R: Johnson & Murphy (1984), Embry & Johannessen (1992).

Parassequências de caráter agradacional, comumente relacionadas a sucessões carbonáticas, apresentam, igualmente, ciclos de arrasamento para o topo (Van Wagoner *et al.* 1988). A superfície de inundação marinha consiste na superfície que separa os estratos mais antigos dos mais novos, através da qual há evidência de um abrupto aumento na profundidade da lâmina d'água (Van Wagoner *et al.* 1988). Geralmente, as parassequências estão abaixo da resolução sísmica, sendo comumente reconhecidas em perfis, testemunhos e afloramentos.

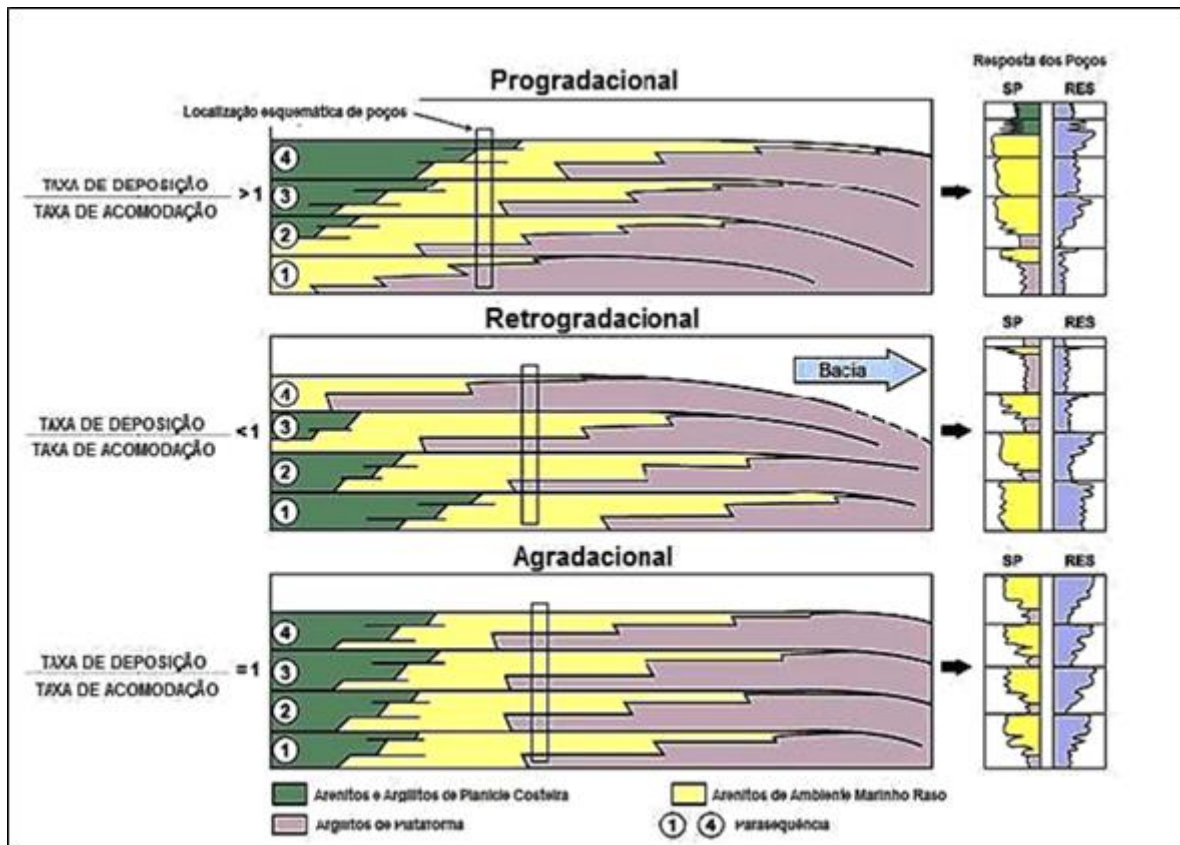
### 2.1.1 Padrões de empilhamento

Os padrões de empilhamento são fundamentais para a construção de um modelo estratigráfico e se subdividem em progradacional, retrogradacional e agradacional, variando em função das taxas de sedimentação e do espaço de acomodação:

- a) progradação, ocorre quando a taxa de sedimentação é maior que a taxa de criação de espaço de acomodação. Os perfis vão apresentar fácies continentais sobrepondo fácies marinhas, gerando assim uma tendência a granocrescencia ascendente. Neste caso a linha de costa migra para o oceano (Figura 11);
- b) retrogradação, ocorre quando a taxa de sedimentação for menor que a taxa de criação de espaço de acomodação. Os perfis vão apresentar fácies marinhas sobrepondo fácies continentais, gerando assim uma tendência granodecrescente ascendente. Neste caso a linha de costa migra em direção ao continente (Figura 11);
- c) agradação, ocorre quando as taxas de sedimentação e de criação de espaço de acomodação são iguais, os perfis nesse sistema não apresentam tendências preferenciais. Neste caso a linha de costa apresenta-se estática (Figura 11).

A interação entre a variação do nível de base e sedimentação controlam as oscilações na profundidade da água, bem como as mudanças de transgressão e regressão da linha de costa. (Catuneanu, 2006). Estes tipos de mudanças são fundamentais para a estratigrafia de sequência, pois as terminações, a formação de pacotes estratigráficos associados a determinadas tendências deposicionais, é caracterizado por padrões específicos de empilhamento conhecido como Trato de Sistemas, sendo inserido nas variações da transgressão e regressão marinha.

Figura 11 - Progradação, retrogradação e agradação



Nota: Progradação com perfil em tendências granocrescente ascendente, retrogradação com perfil em tendências granodrecrescente ascendente e agradação onde o perfil não apresenta tendências.

Fonte: VAN WAGONER, 1990.

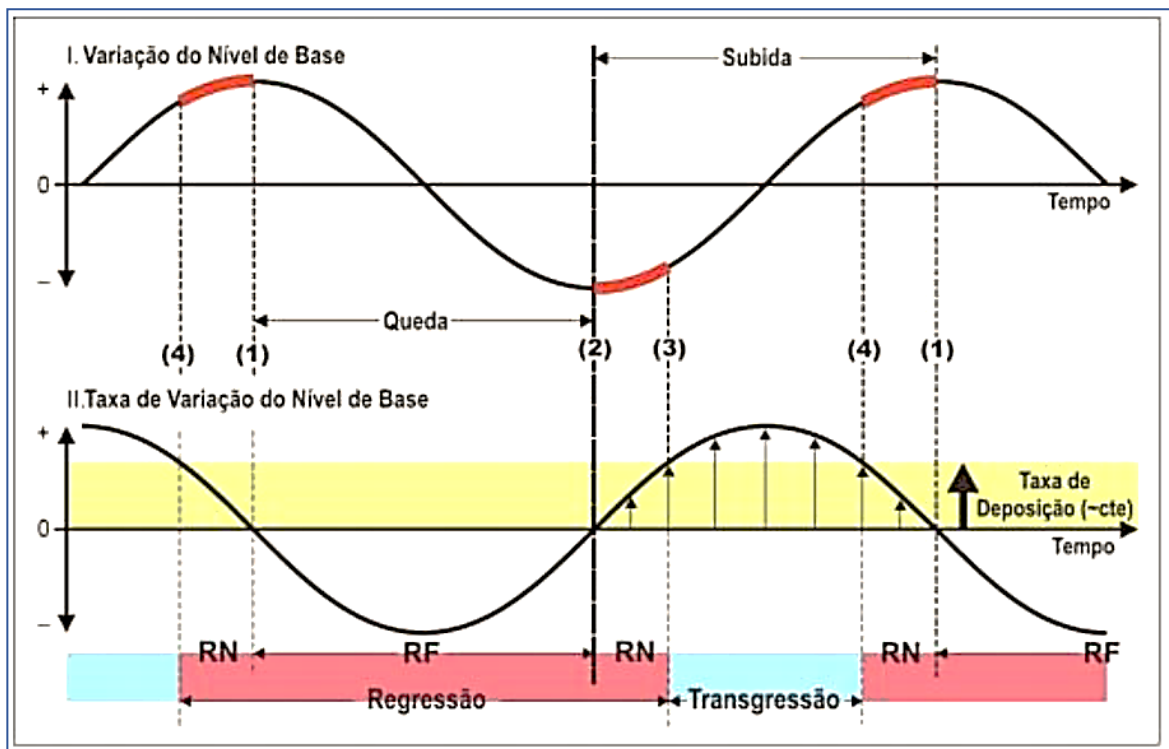
Os tratos de sistemas são interpretados com base nos padrões de empilhamento estratal, posição dentro da sequência e nos tipos de superfícies limitantes. As mudanças nos padrões de empilhamento estratal são guiadas por mudanças correspondentes na trajetória da linha de costa. Os seguintes tipos de trajetória de linha de costa definem os tratos de sistemas convencionais (Figura 12) (Catuneanu et al., 2009):

- regressão forçada - regressão da linha de costa dada por uma queda do nível de base (Posamentier et al., 1992). Os depósitos de regressão forçada exibem padrões de empilhamento progradacionais e downstepping. Incluem os tratos de sistema de “mar baixo inicial”, “mar alto final”, “cunha de regressão forçada” e “estágio de queda”;
- regressão normal - regressão da linha de costa dada pelo suprimento sedimentar durante uma subida do nível de base na linha de costa ou durante um nível de base estacionário. As regressões normais ocorrem onde as taxas de sedimentação ultrapassam as taxas de novo espaço de acomodação adicionado devido à subida do nível de base na linha de costa.

Em um cenário completo, duas regressões normais podem ser esperadas durante um ciclo completo de mudança do nível de base: uma regressão normal de mar baixo, que segue o início da subida do nível de base depois de um período de queda do nível de base, e uma regressão normal de mar alto durante o estágio final de subida do nível do mar. Os depósitos de regressão normal apresentam uma combinação de tendências deposicionais progradacionais e agradacionais. Incluem os tratos de sistema de “mar baixo” e “mar baixo final”, e os tratos de sistema de “mar alto” e “mar alto inicial”;

- c) Transgressão - deslocamento do sistema marinho em direção ao continente, desencadeado por uma subida no nível de base a taxas mais altas que as taxas de sedimentação na linha de costa. Os depósitos transgressivos apresentam padrões de empilhamento diagnósticos retrogradacionais, e pertencem ao trato de sistemas “transgressivo”.

Figura 12 - Transgressão, regressão normal e regressão forçada



Legenda: RN: regressão normal; RF: regressão forçada; (1) início da regressão forçada; (2) fim da regressão forçada; (3) fim da regressão; (4) fim da transgressão.

Nota: Conceitos de transgressão, regressão normal e regressão forçada, conforme definido pela interação das variações do nível de base e sedimentação na linha de costa

Fonte: CATUNEANU, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Nem todos os tratos de sistemas precisam estar presentes em cada sequência, quer porque a forma da curva do nível de base não permita que um ou mais tratos de sistemas se formem, quer devido à erosão subsequente (Catuneanu *et al.*, 2009).

O trato de sistemas de mar baixo (TSMB) deposita-se a partir do início de uma queda relativa do nível do mar. É dividido em TSMB inicial e tardio. O TSMB inicial ocorre quando o rebaixamento do nível relativo do mar resulta em uma incisão fluvial, que marca a instalação da discordância que constitui o limite de sequência. À medida que o nível do mar cai, ocorre a regressão da linha de costa independentemente do aporte sedimentar, o que caracteriza uma regressão forçada. É no TSMB inicial que se instalam os principais sistemas turbidíticos nas bacias marginais de água profunda, chamados de leque de assoalho de bacia. O TSMB tardio inicia-se quando o nível relativo do mar atinge sua posição mais baixa, a partir da qual permanecerá estacionário ou subirá vagarosamente. É caracterizado pelo fim da incisão e da regressão forçada, pelo recomeço da deposição fluvial e pela deposição da cunha de mar baixo sobre os turbiditos previamente depositados (Della Fávera, 2001; Severiano Ribeiro, 2001).

À medida que a subida do nível relativo do mar se acelera, a taxa de acomodação poderá exceder o aporte sedimentar, havendo um avanço da linha de costa em direção ao continente (transgressão). A superfície transgressiva marca o início do trato de sistemas transgressivos, que é caracterizado por uma sucessão de parassequências retrogradacionais. À época de transgressão máxima da plataforma, desenvolve-se a superfície de inundação máxima, que separa o trato de sistemas transgressivos do trato de sistemas de mar alto, sendo caracterizada principalmente pela deposição de seções condensadas (Della Fávera, 2001; Severiano Ribeiro, 2001).

O trato de sistemas de mar alto deposita-se no patamar alto da curva eustática, sendo inicialmente depositado durante um intervalo de subida lenta do nível do mar até a taxa de subida do nível do mar reduzir-se a zero ou mesmo cair lentamente. É caracterizado por um padrão de empilhamento de parassequências crescentemente progradacional, onde domina a sedimentação deltaica.

### 2.1.2 Ordens de ciclicidade

Uma sequência deposicional representa um ciclo completo de deposição (Emery & Myers 1996), denotando um intervalo de tempo durante o qual ocorrem uma queda e uma elevação do nível do mar (variação eustática). A duração máxima de uma sequência pode ser definida com base no evento controlador da criação ou destruição do espaço de acomodação, ou seja, através da tectônica e/ou eustasia (Emery & Myers 1996). Para estes autores, os ciclos tectônicos e eustáticos podem atuar em diferentes períodos de tempo, o que permite classificar as sequências em termos de ordem de duração, sendo, então, comumente referidas como sequências de primeira, segunda, terceira, quarta ordem e assim por diante (Tabela 1). O preenchimento de uma bacia pode ser dividido dentro de uma hierarquia de sequências, cada qual representando um produto de uma ordem particular do ciclo tectônico ou eustático (Emery & Myers 1996).

Tabela 1 - Terminologias, hierarquias e ordens de ciclicidade

<b>Ordem do ciclo</b>	<b>Primeira</b>	<b>Segunda</b>	<b>Terceira</b>	<b>Quarta</b>
<b>Unidades da estratigrafia de sequências</b>	-	<b>Super sequência/super ciclo</b>	<b>Sequência deposicional</b>	<b>Seq. Alta frequência, para sequência/Ciclo e conj. de para sequências/conj. de ciclos</b>
<b>Duração (m.a)</b>	<b>&gt;50</b>	<b>3-50</b>	<b>0.5-3</b>	<b>0.1-0.5</b>
<b>Amplitude do nível do mar relativo (m)</b>	-	<b>50-100</b>	<b>50-100</b>	<b>1-150</b>
<b>Taxa de queda/ subida do nível do mar relativo (cm/1000anos)</b>	<b>&lt;1</b>	<b>1-3</b>	<b>1-10</b>	<b>40-500</b>
<b>Causa principal</b>	<b>Tectônica</b>	<b>Tectônica</b>	<b>Eustasia</b>	<b>Tectônica</b>

Nota: O termo “sequência composta” foi incorporado por Mitchum & Van Wagoner (1991 *apud* Emery & Myers 1996) para designar sequências de 2ª ou 3ª ordem que apresentam, internamente, vários limites de sequências, sendo, então, compostas por sequências de ordens superiores. Já a denominação “sequências de alta frequência” foi introduzida por Kerans & Tinker (1997) para descrever sequências de 4ª ou 5ª ordem internas às sequências compostas.

Fonte: CORBOBA, 2001. Adaptada pela autora, 2016.

## 2.2 Sismoestratigrafia

A sismoestratigrafia é a aplicação da estratigrafia de sequência na sísmica, permitindo entender o preenchimento de uma bacia dividindo-a em pacotes geneticamente relacionados e delimitados pelas suas discordâncias e concordâncias correlativas (Holz, 2010) permitindo uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia sedimentar. Essa ferramenta foi desenvolvida inicialmente para o contexto de margem continental passiva, mas sua aplicabilidade tem sido utilizada no mapeamento de sequências depositadas em vários contextos, entre eles, sags intracontinentais, bacias rifte, bacias *foreland*. Através dela obtemos a reconstrução da história de preenchimento, da tectônica deformadora da bacia, identificamos discordâncias e podemos definir as sequências deposicionais. A evolução das técnicas de aquisição e processamento sísmico e o melhoramento na resolução dos dados sísmicos levou a uma melhor visibilidade dos detalhes das feições deposicionais estratigráficas e, assim, à possibilidade de elaborar cartas cronoestratigráficas mais confiáveis das bacias sedimentares.

A sismoestratigrafia tem importância fundamental na exploração de hidrocarbonetos. Através dela, avaliamos o ambiente tectônico e os ambientes deposicionais da bacia sedimentar, identificamos os traps estratigráficos e/ou estruturais presentes nas rochas reservatórios, estimamos a quantidade e a natureza dos fluidos em reservatórios individuais, e obtemos o desenvolvimento de uma estratégia para o planejamento do furo de sondagem. Com isso, melhorando significativamente a gestão de risco na exploração de petróleo.

### 2.2.1 Reflexões sísmicas

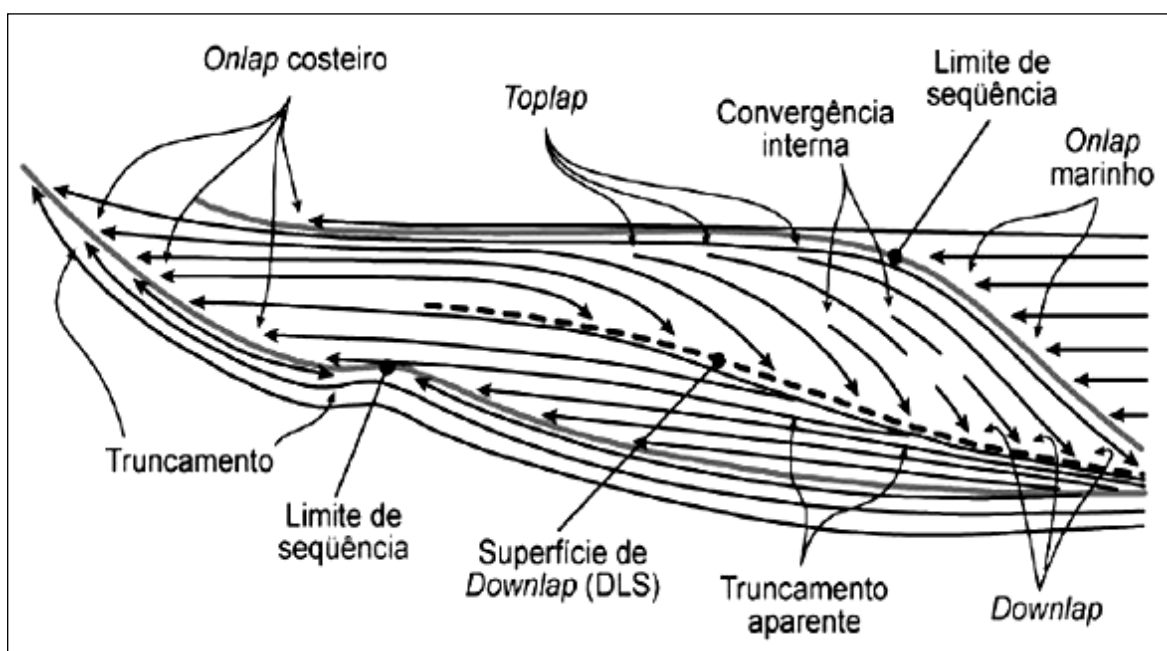
As reflexões sísmicas são o registro do tempo de percurso (ida e volta) de ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas das rochas. Essas interfaces demarcam o contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos contíguos. A impedância acústica define-se como o produto da velocidade sísmica de um intervalo de rochas pela sua densidade.

A impedância acústica nem sempre é um fiel indicador de litologias e, por isso, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, sendo, muitas



vezes, gradacionais os contatos entre diferentes litologias, o que mascara uma interface nítida entre diferentes litologias. Sendo assim, nem sempre as reflexões sísmicas apresentam correspondência com os limites litoestratigráficos formais (Formação, Membro, etc.), já que essas unidades são definidas baseadas nas variações litológicas.

Figura 13 - Padrões de terminação de refletores dentro de uma seqüência sísmica idealizada



Fonte: BARBOZA, 2005.

Conforme Vail *et al.* (1977b), as interfaces causadoras das reflexões entre dois pacotes de estratos com contraste de velocidade-densidade são as discordâncias e as superfícies estratais (Figura 13). As discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição, ou seja, possuem ausência física de um intervalo cronoestratigráfico significativo. Apesar das discordâncias não constituírem uma superfície síncrona, são importantes cronoestratigraficamente, pois delimitam estratos mais jovens acima delas de camadas mais antigas abaixo. As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento representando antigas superfícies deposicionais. Quase sempre as superfícies são síncronas em sua extensão, podendo haver pequenas variações temporais, porém não sendo significativas na escala de tempo geológico.

Sendo assim, o reconhecimento e mapeamento das superfícies estratais e das discordâncias são fundamentais na elaboração do arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar, ainda mais quando se propõe a subdividi-la em seqüências deposicionais.

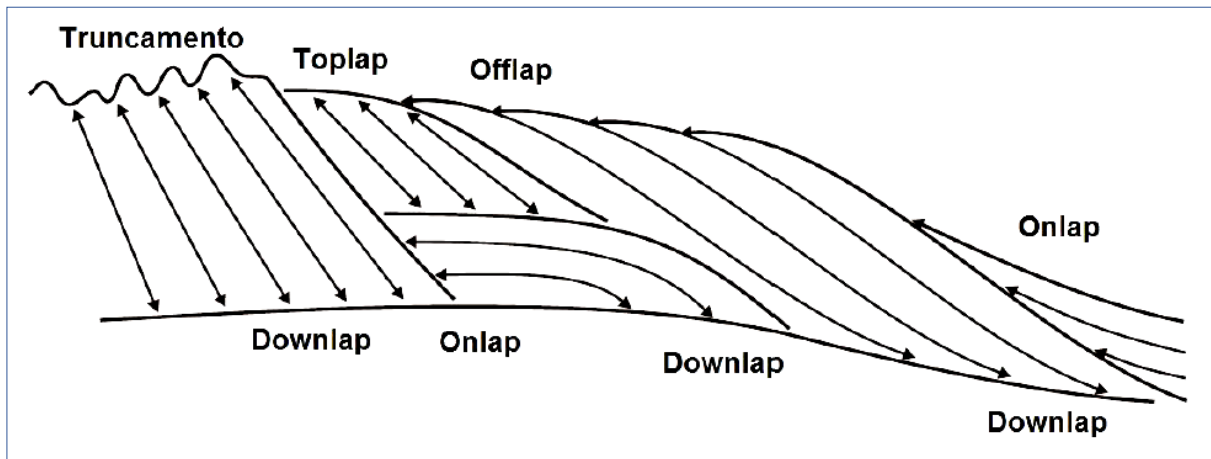
### 2.2.2 Padrões e terminações de refletores

As terminações estratais são definidas pela relação geométrica entre os estratos e a superfície estratigráfica no qual eles terminam, são melhores observados em grandes escalas, especialmente em linhas sísmicas e grandes escalas de afloramento. Os principais tipos de terminações estratais são: truncamento, *toplap*, *onlap*, *downlap* e *offlap* (Catuneanu, 2006) (Figura 14). O truncamento é um termo da geologia clássica e os demais termos foram desenvolvidos pela sismoestratigrafia na década de 70 para descrever e interpretar a arquitetura mostrada pela sísmica de reflexão (Mitchum & Vail, 1977; Mitchum *et al*, 1977 *apud* Catuneanu, 2006). As terminações estratais são listadas a continuação:

- a) truncamento - terminação de estratos contra uma superfície de erosão sobrejacente. Os toplaps podem se desenvolver em truncamentos só que o truncamento é mais extremo, isso implica tanto o desenvolvimento de alívio da erosão ou desenvolvimento de uma discordância angular;
- b) toplap – terminação de estratos inclinados contra a superfície sobrejacente de ângulo mais baixo. Esta superfície representa o limite proximal da unidade deposicional sedimentar;
- c) onlap – terminações de estratos de baixo ângulo com uma superfície estratigráfica mais íngreme. Pode ser também chamado de um lapout, marcando uma terminação lateral de uma unidade sedimentar no seu limite deposicional. Onlaps podem se desenvolver em ambientes marinhos, costeiros e não marinhos;
- d) onlap marinho – desenvolve-se em encosta continental durante a transgressão;
- e) onlap costeiro – desenvolve-se na transgressão onde os estratos costeiros de águas rasas ficam em onlap com as superfícies de ravinamento;
- f) onlap fluvial – desenvolvem-se ao fim do assoreamento dentro de um sistema fluvial, durante subida do nível de base os estratos fluviais posteriores começam a depositar em onlap;
- g) downlap – terminações de estratos inclinados sobre uma superfície de ângulo inferior. Pode ser também chamado de baselap, por marcar a base de uma camada em seu limite deposicional. É comum observar na base clinofomas em uma progradação deltaica;

- h) offlap – este padrão representa a mudança progressiva do avanço offshore e das terminações superiores (mergulho acima) das unidades sedimentares dentro de uma sequência de rochas ou estratos concordantes. Este padrão é produto da queda do nível de base, sendo diagnóstico de regressão forçada.

Figura 14 - Terminações estratais definindo a relação geométrica entre os estratos e a superfície estratigráfica



Fonte: CATUNEANU, 2006.

### 2.2.3 Fácies sísmicas

Define-se fácies sísmica ou sismofácies como uma unidade tridimensional, composta por um conjunto de reflexões sísmicas com características ou padrões próprios, que diferem dos conjuntos adjacentes dentro de uma sismossequência (Mitchum *et al.* 1977b). De acordo com Ojeda (1991), uma sismofácies caracteriza uma mudança litofaciológica dentro da sucessão de estratos, e como uma litofácies é o reflexo de processos sedimentares, então, uma sismofácies corresponde à expressão destes processos.

A análise de sismofácies tem por objetivo reconhecer os padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações dentro das sequências e dos tratos de sistemas, interpretando-lhes os seus significados geológicos, permitindo, assim, construir um ou mais modelos geológicos (Severiano Ribeiro 2001c). Nesta análise, os principais parâmetros envolvidos são: amplitude, configuração, continuidade, frequência e velocidade intervalar, além da forma externa e da associação tridimensional dos grupos de refletos (Mitchum, 1977, Mitchum *et al.* 1977b; Emery & Myers 1996, Della Fávera, 2001).

A configuração interna das reflexões constitui, de todos os parâmetros acima relacionados, o que melhor caracteriza uma fácies sísmica, sendo, portanto, o parâmetro mais relevante em sua análise, estando a mesma diretamente relacionada ao padrão de estratificação, processos deposicionais e erosionais, complexos de canais e deformações penecontemporâneas (Reading & Levell 1996). Este parâmetro pode ser classificado, segundo Ojeda (1991), de acordo com os padrões característicos em dois grupos: configurações não-progradantes e configurações progradantes.

As configurações não-progradantes podem ser paralela/subparalela, ondulada e divergente (Figura 15). São indicativas de processos de tração, decantação, floculação e precipitação, podendo, ainda, associar-se a processos de fluxos gravitacionais e hiperpicnais (Ojeda, 1991). Para este autor, tais configurações podem ocorrer em sistemas fluviais, evaporíticos, de plataforma clástica e carbonática e de planície abissal, bem como em sistemas deltaicos (porção progradacional com falhas de crescimento) e leques costeiros.

As configurações progradantes ocorrem em locais onde os estratos empilham-se lateralmente, apresentando-se como superfícies inclinadas, designadas de clinofomas (Severiano Ribeiro 2001c). Os padrões das clinofomas dependem, principalmente, das variações entre as taxas de deposição e da profundidade da água, podendo ser oblíquas, sigmoidais, complexo sigmoidal-oblínquo e *shingled* (Mitchum *et al.* 1977b; Severiano Ribeiro 2001c; (Figura 15). Tais configurações relacionam-se a processos de fluxos gravitacionais, tração e decantação, podendo estar presentes em sistemas deposicionais progradantes, tais como, sistemas deltaicos, de leques costeiros, de plataforma, de borda de plataforma, de talude e bacia (Ojeda, 1991).

As configurações caótica, transparente, *hummocky*, lenticular, contorcida e segmentada estão, também, ilustradas na (Figura 15), sendo as quatro últimas variações dos padrões básicos das configurações (Severiano Ribeiro, 2001c).

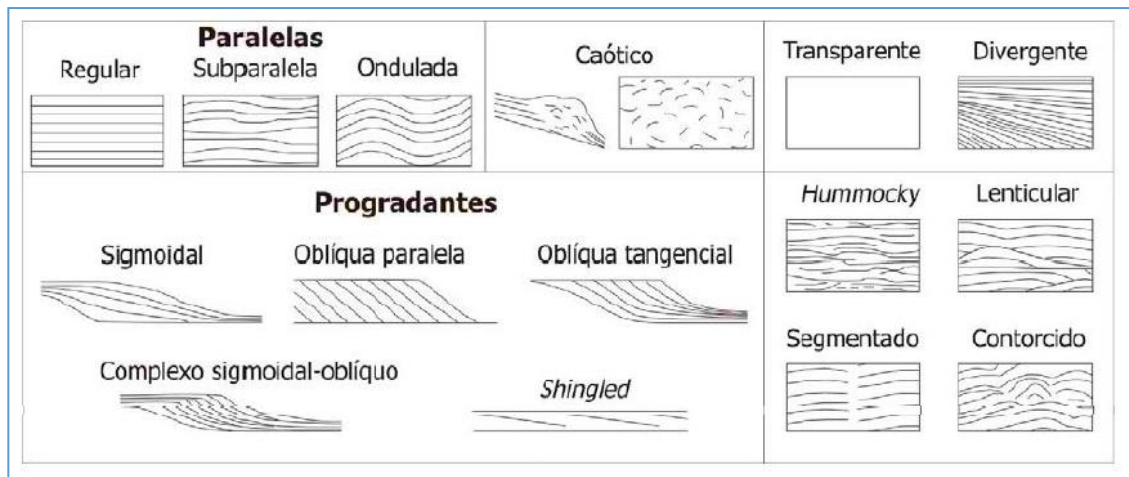
As geometrias também constituem uma característica relevante na análise em subsuperfície. As fácies sísmicas podem apresentar diversos padrões geométricos, dos quais destacam-se as geometrias em lençol, lençol ondulado, cunha, banco, lente, montiforma e de preenchimento (Figura 16), que podem ser interpretados em termos de ambiente e processos deposicionais e litologias (Mitchum, 1977).

Superfícies cronoestratigráficas correspondem a superfícies síncronas que dividem o arcabouço estratigráfico em componentes de tratos de sistemas e o seu reconhecimento, em seções sísmicas, é de fundamental importância para a análise sismoestratigráfica. As superfícies cronoestratigráficas mais relevantes são: discordâncias-limites de sequências,

superfícies transgressivas, superfícies de máxima inundação marinha e superfícies marinhas de *onlap/downlap* entre os leques submarinos e as cunhas de nível de mar baixo (Emery & Myers, 1996).

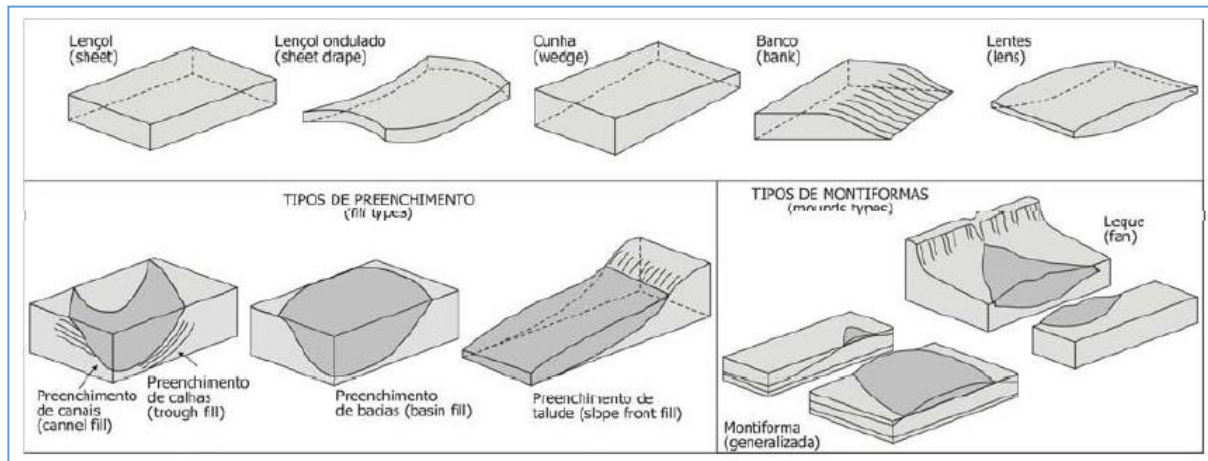
Neste trabalho, somente as discordâncias-limites de seq ncias e superfícies de máxima inundação marinha foram relacionadas.

Figura 15 - Esquema dos padrões internos que definem as fácies sísmicas



Fonte: MITCHUM JR *et al.*, 1977.

Figura 16 - Quadro-resumo das geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas



Fonte: MITCHUM JR. *et al.* 1977.

As discordâncias-limites de seq ncias são, comumente, reconhecidas nos dados sísmicos pelo desenvolvimento de um relevo bastante erosivo e pelo deslocamento dos *onlaps* em direção   bacia (Emery & Myers, 1996). A superfície de máxima inundação marinha ou superfície de *downlap* corresponde a uma superfície de afogamento, caracterizando o momento de transgressão máxima (Severiano Ribeiro, 2001b). A superfície de *downlap*   geralmente reconhecida, ao se interpretar dados sísmicos, quando se observa cliniformas em *downlap* sobre uma superfície.

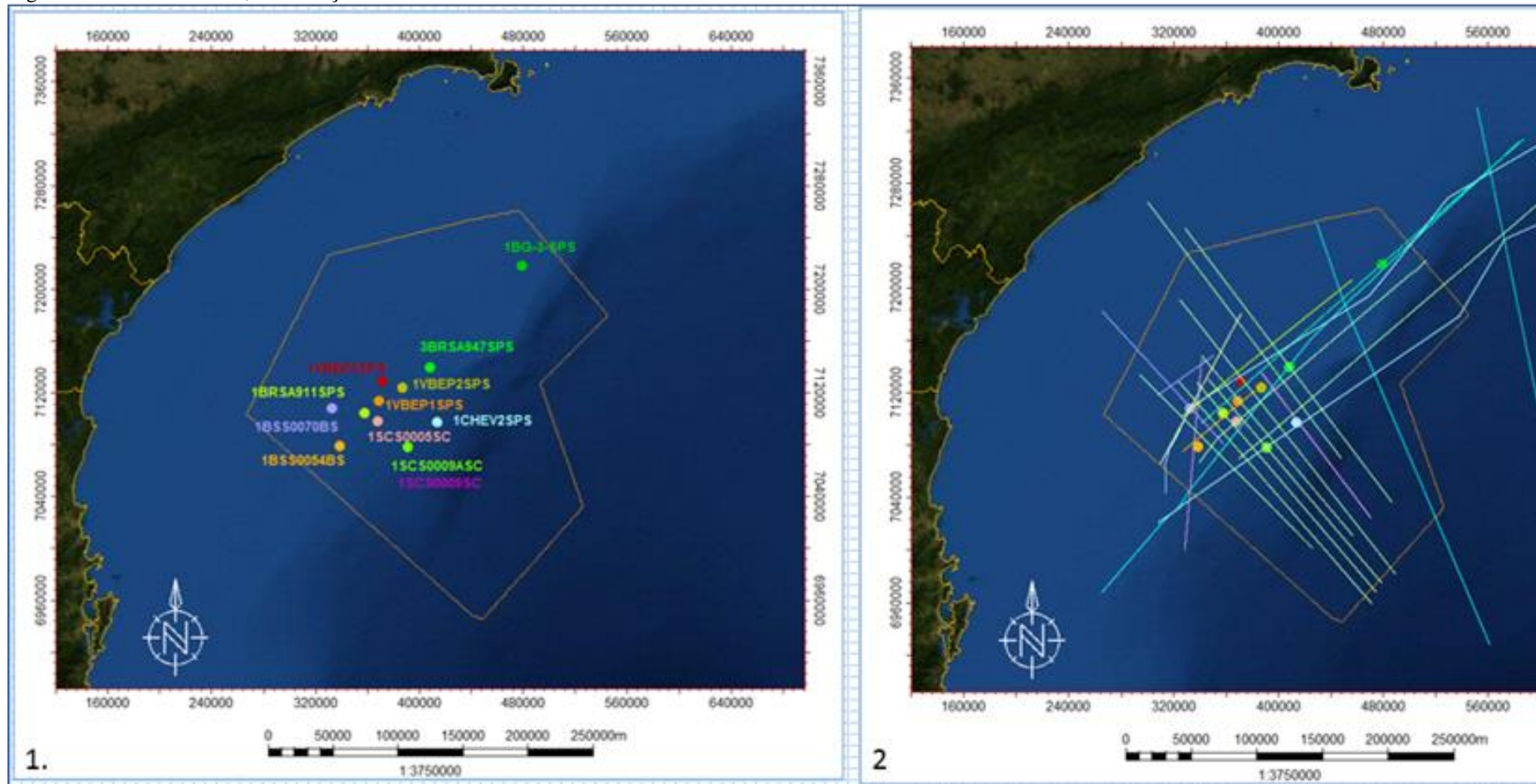
### 3 METODOLOGIA

A sistemática metodológica envolvida no desenvolvimento deste estudo abrangeu diversas fases de trabalhos, descritas a seguir.

#### 3.1 Base de dados

A base de dados utilizada para o desenvolvimento do presente trabalho compreendeu 23 linhas sísmicas 2D (6400 Km), 11 poços, sendo 10 seções *dip* e 12 seções *strike*. O estudo concentrou-se em uma área de aproximadamente 52571 km<sup>2</sup> (Figura 17). Esta informação se adquiriu no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) - Agência Nacional do Petróleo (ANP).

Figura 17 - Área de estudo, distribuição da área de estudo



Nota: 1. Poços; 2. Linhas sísmicas.

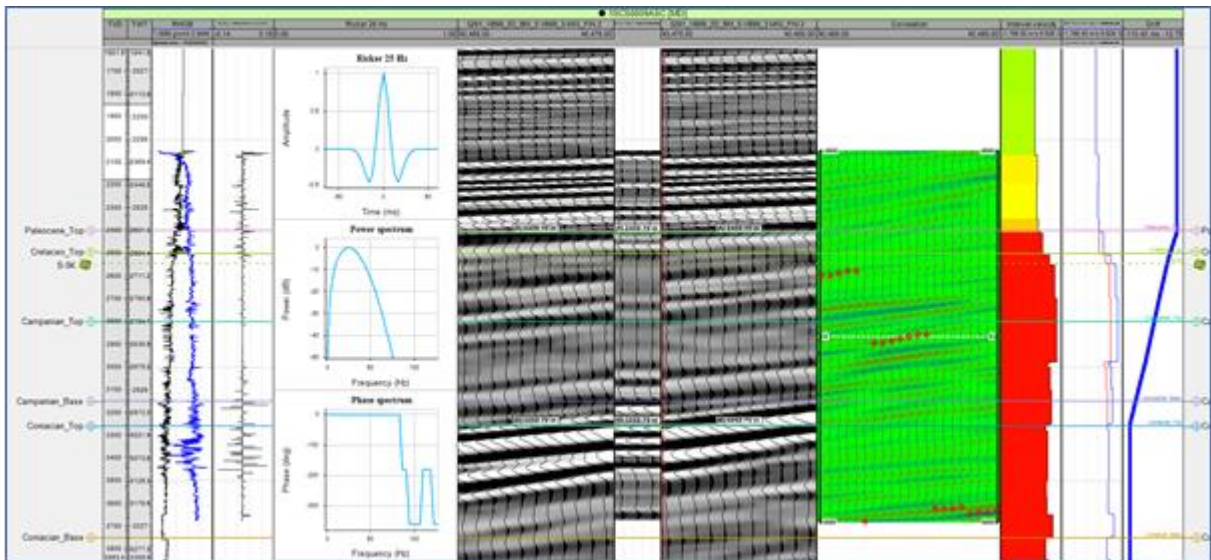
Fonte: A autora, 2016.

### 3.2 Amarração sísmica-poço

Os dados sísmicos 2D em formato *SEG-Y* e os dados de poço foram carregados no *software* de interpretação sísmica Petrel, assim como os dados de *checkshot* e os perfis de raios-gama, resistividade, sônico e densidade. Os marcadores do topo das formações foram adicionados manualmente. Prosseguiu-se com a amarração dos dados do poço aos dados sísmicos para prover informação litológica para as sismofácies, correlacionar as superfícies-chave identificadas na sísmica com respostas específicas nos perfis de poço e prover informação de profundidade para a sísmica, que, por sua vez, é adquirida em tempo.

Com os perfis-sônico e de densidade devidamente calibrados e editados, foi calculada a impedância acústica, que é obtida multiplicando-se a velocidade pela densidade para cada profundidade amostrada no poço. Essa informação foi utilizada para calcular os coeficientes de reflexão, que se tratam da resposta do sinal sísmico à mudança na impedância acústica (Russel, 1991), resultando em um perfil de refletividade.

Figura 18 - Sismograma sintético



Nota: Poço 1-SCS009A-SC, bulkshift de 40 ms.

Fonte: A autora, 2016.

Foram obtidos 08 sismogramas sintéticos através da convolução do perfil de refletividade com uma *wavelet* teórica do tipo Ricker com frequência central de 25 Hz, utilizando-se apenas as reflexões primárias. A eleição da frequência da *wavelet* baseou-se na extração de uma série de *wavelets* estatísticas do dado sísmico, até chegar a uma frequência que propiciasse a amarração mais satisfatória (Figura 18).



### 3.3 Análises das linhas sísmicas

As linhas (Tabela 2) sísmicas foram carregadas no software de interpretação-Petrel e as sequências estratigráficas assinalando todos os aspectos estruturais e estratigráficos foram definidas.

Tabela 2 - Linhas sísmicas 2D utilizadas

Linha sísmica	Levantamento/projeto	Orientação	Processamento	Extensão Total (km)
0248-0070	00248_SANTOS_1A	Dip	MIG	137.29
0034-0022	0034_SANTOS	Strike	STK	328.72
0140-0103	0140_SANTOS	Strike	MIG	166.90
3D_MIG	0228_SANTOS	Strike	MIG	72.10
0231-1290	0231_SANTOS	Dip	MIG	139.04
0231-1326	0231_SANTOS	Strike	MIG	147.04
VB99_1	0261_VB99_2D_BM_S_SPEC_MIG	Strike	MIG	628.32
VB99_3	0261_VB99_2D_BM_S_SPEC_MIG	Strike	MIG	607.16
SPP993239	R0003_0259_2D_SPP_2Q_1999	Dip	PSTM	514.81
SPP993241	R0003_0259_2D_SPP_2Q_1999	Dip	PSTM	348.46
SPP993339	R0003_0259_2D_SPP_2Q_1999	Strike	PSTM	469.88
0248-0057	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	261.88
0248-0059	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	244.60
0248-0062	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	267.13
0248-0064	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	180.03
0248-0066	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	204.34
0248-0067	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	210.50
0248-0069	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	224.77
0248-0072	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Dip	MIG	186.89
0248-0103	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Strike	MIG	232.69
0248-0107	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Strike	MIG	339.30
0140-0403	R0003_GRAND_SANTOS_SPEC_10_2000_ REPROC	Strike	MIG	130.81
0231-0565	R0003_INNER_SANTOS	Strike	MIG	52.86

Fonte: A autora, 2016.

### 3.4 Atributos sísmicos

Para auxiliar na interpretação sismoestratigráfica, utilizaram-se quatro atributos sísmicos (Tabela 3) com o objetivo de realçar o topo e a base do sal e as sismossequências, denominados: COS PHASE, Amplitude RMS, Variância e *TEC-VA*.

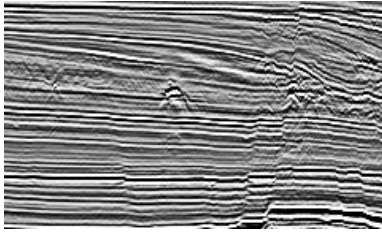

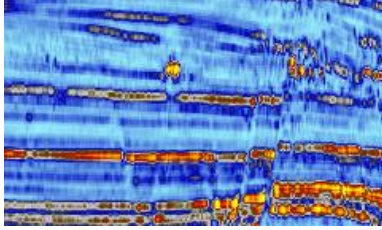
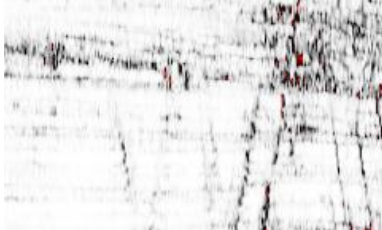
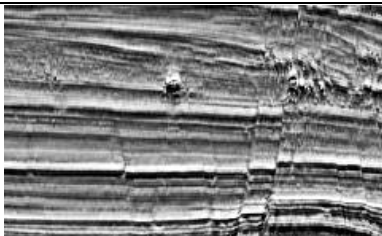
O atributo COSPHASE, cosseno da fase, também conhecido como Amplitude Normalizada, é o cosseno da fase instantânea. Essa operação escala o dado entre os valores -1 e 1, e, portanto, não possui a informação de amplitudes. Esse atributo é um excelente indicador de continuidade lateral, terminações estratigráficas e variações de fácies sísmicas.

O atributo amplitude RMS é o cálculo da raiz quadrada da somatória das amplitudes quadráticas, dividido pelo número de amostras em uma determinada janela de tempo (média RMS – root mean square). É utilizado como um medidor da energia do sinal e é um clássico indicador direto de hidrocarbonetos, uma vez que possibilita detectar a variação das amplitudes.

O atributo Variância realiza uma análise da coerência do sinal sísmico através da estimação traço a traço da variância do sinal. Ele é independente da amplitude (mas não da orientação) e reproduz a mesma resposta para a mesma assinatura sísmica seja em regiões de altas amplitudes como em regiões de baixas amplitudes. Normalmente, é utilizado para a detecção de descontinuidades no sinal, como ocasionado por falhas ou fraturas. No entanto, pode também ser utilizado como um atributo estratigráfico: se utilizado em uma janela de tempo pequena, pode realçar características deposicionais.

O atributo TECVA (ou técnica volume de amplitudes) foi apresentado em 1999 por Bulhões, E. M. no 6º Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, como ferramenta para a obtenção de mapas de variação lateral de sismofácies utilizando-se a média RMS ou a média dos Valores Absolutos de Amplitudes, rotacionada de fase a  $-90^\circ$ , através da transformada inversa de Hilbert. A média de valores absolutos ou de RMS cumpre a função de eliminar a frequência portadora, disponibilizando apenas a informação desejada.

Tabela 3 - Interpretação dos atributos sísmicos gerados a partir de uma linha sísmica em fase normal

<i>Atributo</i>	<i>Expressão</i>	<i>Resultado</i>
<b>Fase normal</b>		Sísmica de reflexão processada em tempo. Refletores indicam contrastes de refletividade.
<b>Cosseno da fase</b>		Cosseno da fase instantânea, também conhecido como Amplitude normalizada, melhora a continuidade lateral das camadas.
<b>RMS amplitude</b>		Medida da refletividade em uma determinada janela de tempo. Detecta a variação das amplitudes. Atributo clássico para a detecção de “bright spots”.
<b>Variância</b>		Estimação da variância local do sinal. Este atributo é utilizado para isolar discontinuidades na continuidade horizontal das amplitudes, auxiliando na detecção de falhas e fraturas.
<b>TEC_VA</b>		Técnica Volume de Amplitudes - objetiva refletir ao máximo a geologia da superfície; ele realça a informação de amplitudes e a frequência portadora fundamental, mostrando flutuações que podem revelar falhas, canais, etc.

Fonte: A autora, 2016.

A utilização de atributos sísmicos é de grande importância para a interpretação sismoestratigráfica, uma vez que permite o realce das feições estratigráficas e estruturais, revelando ao intérprete características geológicas eventualmente não claras.

### 3.5 Análises de dados de poços

Os 11 poços analisados e interpretados (Tabela 4), disponibilizados pelo BDEP-ANP, continham:

- a) arquivo geral dos poços, com informações de litologia e resultados de testes de formação;
- b) perfis compostos, com curvas de raios-gama (GR), resistividade, sônico (DT) e densidade (RHOZ);
- c) dados de checkshot;
- d) relatórios públicos do poço.

Tabela 4 - Poços analisados na área de estudo

Poço	Latitude	Longitude	Profundidade (m)	Ano
<i>IBG-3-SPS</i>	25°08'45.5431"S	45°12'33.6690"W	5000.0	2008
<i>IBRSA911SPS</i>	26°09'55.1250"S	46°25'29.0610"W	4380.0	2011
<i>IBSS0054BS</i>	26°23'37.7329"S	46°37'8.5841"W	4650.0	1993
<i>IBSS0070BS</i>	26°07'45.6430"S	46°40'30.6138"W	5492.0	1993
<i>ICHEV2SPS</i>	26°14'2.9519"S	45°51'55.1940"W	4175.0	2005
<i>ISCS0005SC</i>	26°13'25.2789"S	46°19'26.0119"W	4161.0	1979
<i>ISCS0009SC</i>	26°24'18.4481"S	46°05'41.0761"W	2015.5	1981
<i>ISCS0009ASC</i>	26°24'20.4371"S	46°05'40.5809"W	4382.2	1981
<i>IVBEP1SPS</i>	26°04'54.7250"S	46°18'44.7861"W	4173.0	2012
<i>IVBEP2SPS</i>	25°59'34.2059"S	46°07'51.4480"W	4423.7	2012
<i>IVBEP3SPS</i>	25°56'51.9731"S	46°17'0.3231"W	6400.8	2012
<i>3BRSA947SPS</i>	25°51'3.8059"S	45°55'0.8399"W	4935.0	2011

Fonte: A autora, 2016.

Na análise de perfis de poços, foi fundamental reconhecer as superfícies-chave em conjunto com as sequências identificadas na sísmica para que a análise não ficasse restrita à identificação de contatos entre unidades litoestratigráficas. Foram utilizados com cautela, pois não têm necessariamente significado cronoestratigráfico, uma vez que o padrão dos perfis é condicionado pelas mudanças laterais de fácies, reflexo da justaposição lateral de ambientes deposicionais, tanto na direção *strike* quanto no mergulho deposicional.

Os perfis de poços constituem uma importante ferramenta, visto que eles representam uma imagem visual, em relação a profundidade, de uma ou mais características ou

propriedades das rochas perfuradas (Thomas 2001). Assim, tais perfis podem definir detalhes em subsuperfície que, por exemplo, a sísmica não mostra, permitindo uma análise estratigráfica mais detalhada (Emery & Myers, 1996).

### 3.6 Interpretação sismoestratigráfica e sismoestrutural

Fundamentou-se no mapeamento sistemático dos principais horizontes da sequência Cretácea e Terciária incluindo topo do sal e base do sal para compreender e analisar da base ao topo toda a megassequência. Inicialmente, foi feito o mapeamento dos refletores sísmicos de maior amplitude, que pudessem representar diferentes sismossequências, com base nos padrões de terminação das reflexões. Os horizontes interpretados foram confrontados com as informações litológicas do poço, de modo que os padrões, quebras e picos observados nos perfis pudessem ser tentativamente correlacionados a superfícies-chave na seção sísmica.

Esta análise baseou-se tanto em critérios sismoestratigráficos (terminações dos refletores, padrão de sismofácies e geometrias externas) (Catuneanu, 2010), como também nas informações obtidas a partir da análise dos poços. Esta relação permitiu reconhecer várias sismossequências e interpretar diferentes sistemas deposicionais em todo intervalo estudado (Tabela 5).

Foi estabelecido um quadro-modelo com características dos parâmetros das reflexões sísmicas encontradas nas nove sismossequências e, por fim, considerado como modelo de sismofácies da área de estudo, o qual será apresentado no capítulo de resultados.

Foram definidas 09 sismossequências distintas: SA, SB, SC, SD, SE, SF, SG, SH e SI, mapeando-se 10 horizontes sísmicos principais ou sequências, sendo que, deste total, 04 sismofácies pertencem ao embasamento até o intervalo Cretáceo da bacia. As cinco sismofácies restantes correspondem ao registro Terciário da bacia, tendo sido denominadas, da base para o topo. Na interpretação das fácies sísmicas descreveram-se os parâmetros dos padrões de reflexão observados numa unidade sísmica ou numa sequência, tais como: configuração, continuidade, amplitude, frequência e geometria. Os limites das sequências foram rastreados sobre todas as seções. Cada sequência representa unidades deposicionais com particular distribuição regional, geometria das camadas, espessuras e história geológica.

Tabela 5 - Sismossequências identificadas

<i>Horizonte sísmico</i>	<i>Sismossequência</i>
<i>S-0FM</i>	<b>SA</b>
<i>S-1</i>	<b>SB</b>
<i>S-2</i>	<b>SC</b>
<i>S-3</i>	<b>SD</b>
<i>S-4P</i>	<b>SF</b>
<i>S-5K</i>	<b>SG</b>
<i>S-6C</i>	<b>SH</b>
<i>S-7</i>	<b>SI</b>
<i>S-8TS</i>	<b>SJ</b>

Fonte: A autora, 2016.

A aplicação de técnicas de interpretação sismoestratigráfica à análise de bacias sedimentares resultou em uma nova maneira de subdividir, correlacionar e mapear rochas sedimentares. Esta técnica é chamada por Vail (1987) de estratigrafia de sequências.

No modelo de estratigrafia de sequências (Posamentier & Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988) uma seção sedimentar é subdividida em sequências. Estas, como unidades estratigráficas básicas, são constituídas por uma sucessão contínua de estratos geneticamente relacionados, sendo limitadas por discordâncias erosivas e suas concordâncias relativas.

Na interpretação, o reconhecimento dos limites de sequências deposicionais é complexo já que os limites têm atributos diferentes dependendo da posição paleogeográfica da seção analisada. Os limites de sequências deposicionais nas plataformas marinhas são

caracterizados, assim, pela superposição de diferentes sistemas dependendo da geometria da plataforma.

É importante ressaltar que o presente trabalho objetiva a interpretação sismoestratigráfica da seção cretácea superior e terciária da bacia, relacionando-a principalmente a eventos tectônicos ocorridos na região continental adjacente, não justificando o avanço da interpretação em direção a regiões muito distais da bacia.

### 3.7 Mapas de isópacas

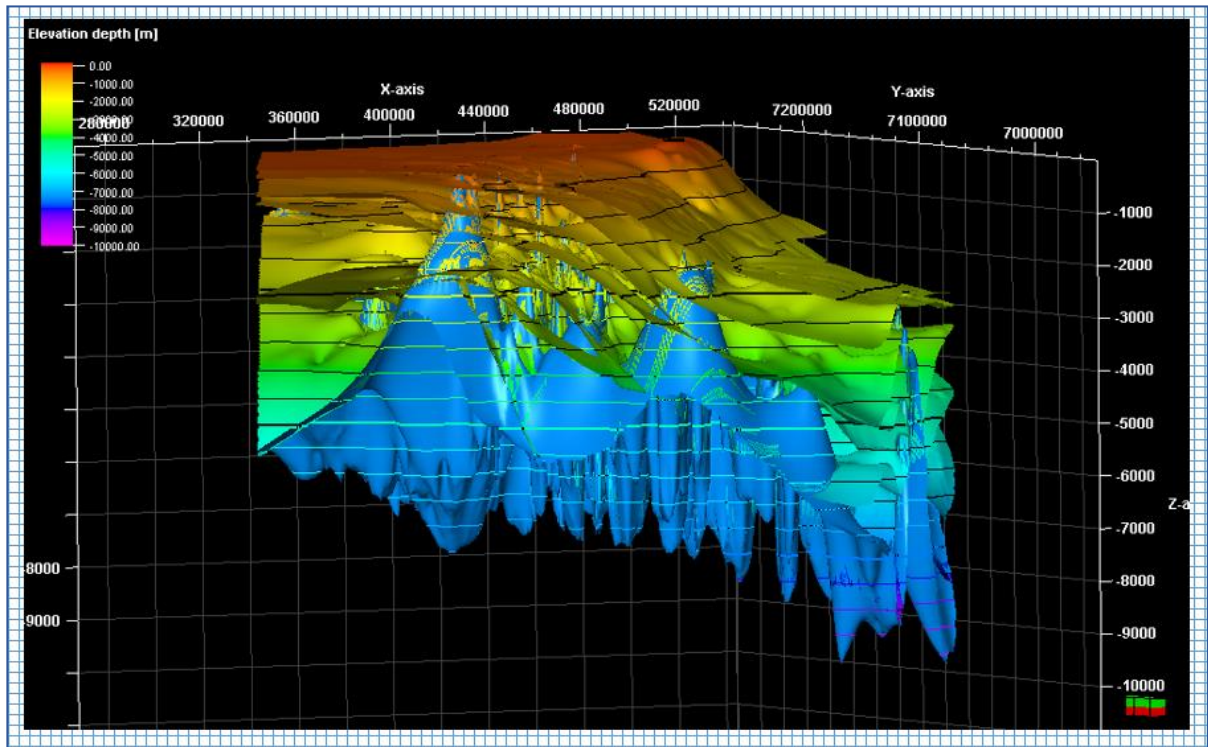
Foram realizados mapas de isópacas para toda a seção cretácea e a terciária para cada sequência, com o objetivo de entender a evolução espaço-temporal dos depocentros na porção centro-norte da bacia durante o Terciário, assim como os principais fatores de criação de espaço de acomodação.

Para as isópacas, inicialmente foi necessário gerar os *grids* (ou superfícies) a partir dos horizontes sísmicos interpretados (Figura 19). Foram criados *grids* regulares utilizando-se uma malha de 500m tanto para X como para Y. O critério utilizado para essa malha foi o espaçamento médio entre as linhas sísmicas interpretadas, que variava entre 5000m e 10000m. Dessa forma, um espaçamento de 500m (ou 10% do espaçamento mínimo) permitiu extrapolar a informação entre linhas sem perder o formato original da interpretação e ao mesmo tempo manter a variabilidade entre as linhas.

Após a geração dessas superfícies, foi criado um modelo de velocidades simples do tipo *layer-cake* (camada de bolo) para convertê-las a profundidade. Esse modelo consistiu basicamente de 05 camadas: a porção referente à lâmina d'água, a camada de rochas desde o Fundo do Mar até a sequência S-3, a porção entre a sequência S-3 e o Paleoceno, a porção entre o Paleoceno e o Cretáceo, e por fim, a porção entre o Cretáceo e o Topo do Sal. O Topo do Sal representou a base do modelo de velocidades visto que a área objetivo seria principalmente a porção cretácea superior e terciária da bacia. Para as velocidades, foi utilizada uma velocidade constante de 1500 m/s para a lâmina d'água e equações de velocidades lineares (VOK) para as camadas posteriores. Essas velocidades foram obtidas diretamente das velocidades dos poços da área de estudo: analisando as velocidades de cada poço com respeito aos topos geológicos, verificou-se que a velocidade apresentava um

comportamento aproximadamente linear com relação à profundidade. Com isso, foi possível converter todas as superfícies a profundidade e obter os mapas de isópacas da área de estudo.

Figura 19 - Superfícies a partir das sequências interpretadas



Fonte: A autora, 2016.

### 3.8 Interpretação e distribuição de tratos de sistemas

#### 3.8.1 Arcabouço cronoestratigráfico

Com as unidades sismoestratigráficas e as fácies sísmicas interpretadas, foi elaborada a carta cronoestratigráfica de eventos, conforme determinado por Wheeler (1958) e adaptado para o contexto sísmico por Vail *et al.* (1977). Na carta cronoestratigráfica, a geometria da unidade fornece o contexto paleogeomorfológico no qual ela foi depositada, e a disposição espacial das unidades mostra o arranjo arquitetural dos sistemas deposicionais durante o preenchimento da bacia, indicando os momentos de mudança (Kuchle & Scherer, 2010).

As sismosequências são fundamentais na construção do arcabouço cronoestratigráfico para a sucessão sedimentar em análise. Tais superfícies podem ser identificadas com base em



vários critérios, como: 1) a natureza do contato (conformidade ou discordante); 2) a natureza dos sistemas de deposição que estão em contato com toda a superfície; 3) tipos de terminações dos refletores associados a essa superfície; e 4) as tendências de deposição identificadas abaixo e acima da superfície de contato (Catuneanu, 2006).

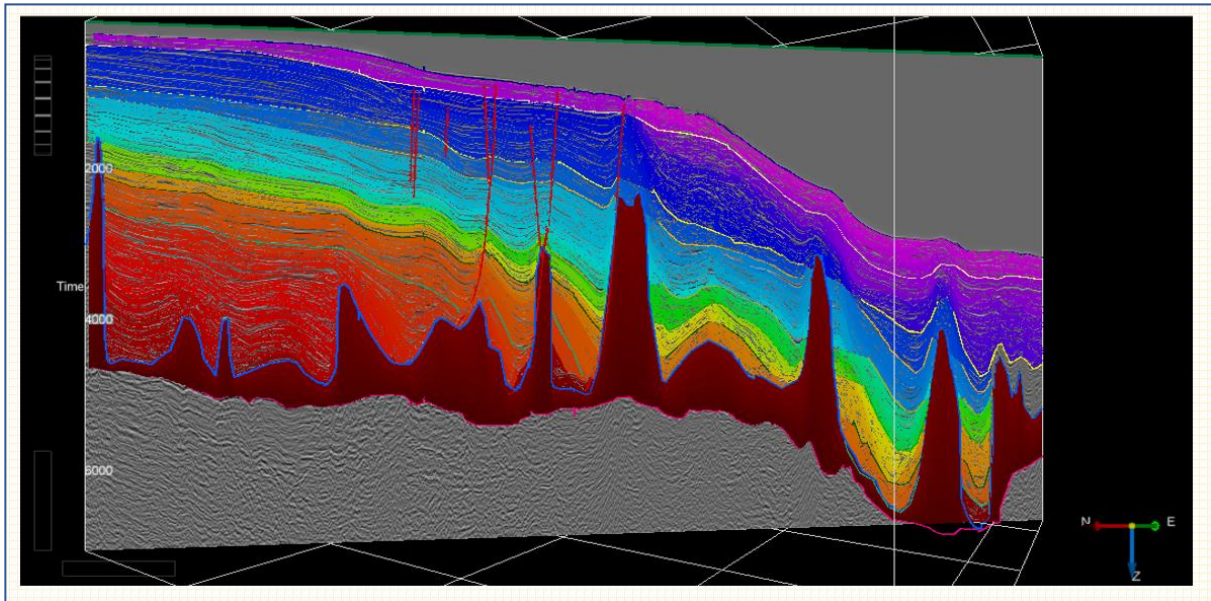
Na análise sismoestratigráfica da área de estudo realizou-se a construção do arcabouço cronoestratigráfico e utilizou-se o *plugin* comercial SSIS (*Sequence Stratigraphy Interpretation System*) do software OpendTect.

Esse sistema de interpretação estratigráfica de sequências, em conjunto com os *plugins* DipSteering e *HorizonCube* (Figura 20), permite a autodetecção de horizontes refletores em sua correta ordem cronoestratigráfica e a geração de diagramas de Wheeler, além da interpretação dos tratos de sistemas.

O fluxo de trabalho do SSIS (Figura 21) envolveu primeiramente a criação de um *SteeringCube* a partir do dado sísmico, através do *plugin* DipSteering. Um *SteeringCube* armazena em cada posição da amostra o *dip* e o azimute locais dos eventos sísmicos. Com base no volume de *steering* criado, filtrou-se o dado sísmico com um *dip steered median filter*, a fim de remover o ruído aleatório e aumentar a continuidade lateral dos eventos sísmicos.

A partir da geração do *SteeringCube* foi, então, criado um dado sísmico filtrado para servir de informação de entrada para a construção do *HorizonCube*, o qual consiste em um mapeamento automático denso de todos os horizontes refletores intermediários encontrados dentro do intervalo limitado pelas superfícies principais anteriormente mapeadas. Os horizontes são automaticamente posicionados em sua correta ordem estratigráfica, e os pacotes correspondentes são definidos. Através do *HorizonCube* foi possível analisar e interpretar os padrões e as terminações das reflexões, e assim compreender os elementos deposicionais e a evolução da deposição ao longo do tempo e do espaço.

Figura 20 - Construção do HorizonCube

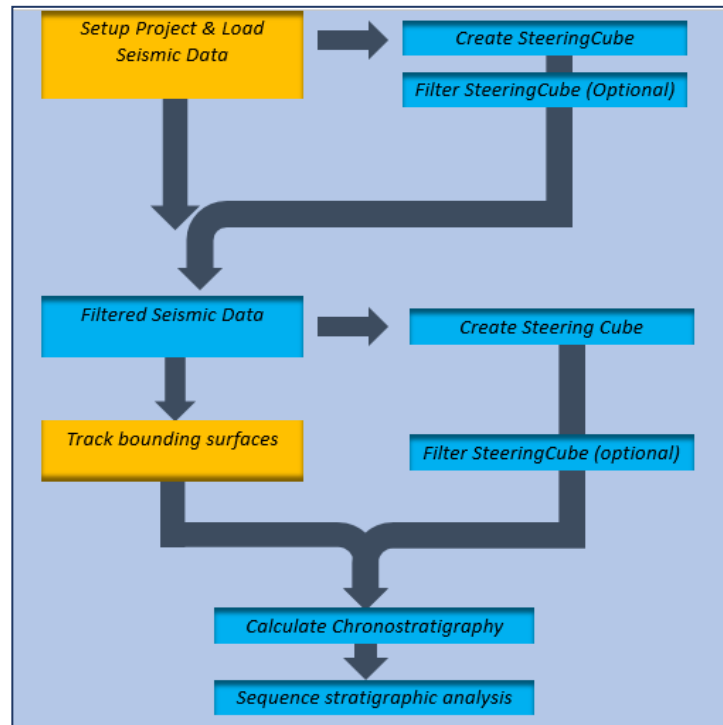


Fonte: A autora, 2016.

Para um melhor entendimento das variações temporais nos sistemas deposicionais, principalmente quanto aos períodos de não-deposição ou erosão, foi criado um diagrama de *Wheeler* (Wheeler, 1958). Este é obtido através do achatamento do dado sísmico ao longo dos horizontes detectados, respeitando-se truncamentos e hiatos deposicionais ou erosionais. O estudo do dado sísmico através do diagrama de *Wheeler* permite a compreensão da distribuição espacial e da variação temporal da deposição sedimentar. Prosseguiu-se com a interpretação dos tratos de sistemas através da análise da distribuição espacial e dos padrões de acunhamento dos eventos sísmicos com a metodologia de sequências: sequência deposicional tipo IV, Hunt & Tucker (1992, 1995), Catuneanu *et al.* (2009), tanto no domínio normal quanto no domínio da transformada de *Wheeler*.

A partir da sequência deposicional houve o surgimento de alguns modelos distintos presentes na literatura atual, entretanto a diferença entre eles não é tão marcante, ficando restrita ao posicionamento dos limites de sequências. Notoriamente o posicionamento do limite de sequências quando da presença de regressão forçada é um ponto de questionamento entre os modelos de Posamentier & Allen (1999) e o de Hunt & Tucker (1992). Os primeiros autores reconhecem a concordância correlativa como sendo a base da regressão forçada, e, portanto, o limite de sequências, enquanto os segundos, por sua vez, consideram o topo da regressão forçada como a continuidade física da discordância subaérea, a qual determina um hiato decrescente em direção à bacia até a posição da linha de costa ao final da regressão forçada, posicionando aí o limite de sequências.

Figura 21 - Fluxo de trabalho do *plugin* de interpretação sismoestratigráfica de seqüências



Fonte: A autora, 2016.

### 3.9 Modelagem 3D

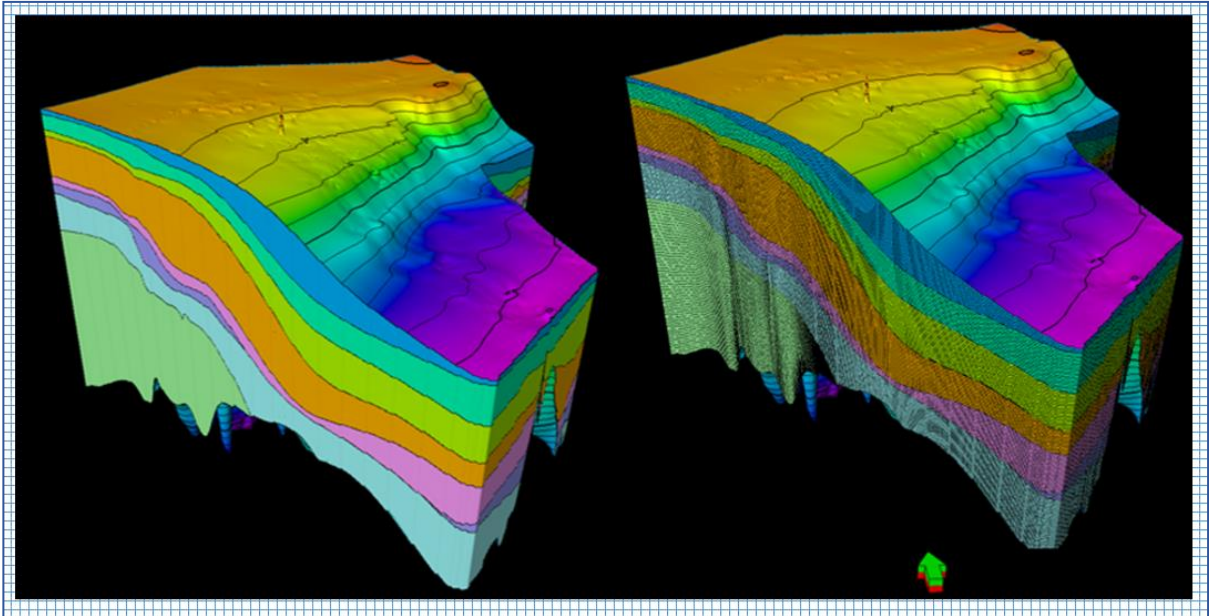
Utilizando as superfícies convertidas em profundidade foi gerado um modelo 3D preliminar, utilizado posteriormente para a população de propriedades. Esse modelo foi gerado com parâmetros de 500m para a malha em X/Y e 50m em Z, com o horizonte de base guiando cada uma das células. Essa malha 3D regional é o ponto inicial para a realização de um modelo estático. Um modelo estático integra toda a informação geológica, geofísica e petrofísica de um campo estudado para então se obter resultados probabilísticos de volumetria de óleo, gás e água a nível de reservatório (Figura 22). O fluxo de trabalho para a geração de um modelo estático 3D basicamente passa pelas seguintes etapas:

- a) construção do arcabouço estrutural (malha 3D);
- b) escalamento das informações de poços (registros litológicos e petrofísicos);
- c) modelagem de fácies;
- d) modelagem petrofísica;
- e) análise dos contatos de fluidos;
- f) análise volumétrica;

g) cálculo probabilístico de incertezas.

Para fins deste trabalho, foram abordados somente as 03 primeiras etapas do fluxo de trabalho, descritas com maiores detalhes a seguir:

Figura 22 - Modelo 3D inicial



Fonte: A autora, 2016.

### 3.10 Modelo Estrutural

O modelo estrutural basicamente é uma malha 3D, onde o seu menor componente seria uma célula nas direções IJK.

A criação do modelo estrutural pode ser subdividida em 3 etapas:

- a) definição da geometria;
- b) subdivisão do modelo em zonas;
- c) subdivisão das zonas em camadas.

A definição da geometria consiste na definição da malha a ser utilizada, tanto horizontalmente como verticalmente, em I, J e K. As direções em I e J podem ser associadas aos mínimos valores das superfícies geradas a partir dos horizontes ( $dX$  e  $dY$ ). A informação em K corresponderia à espessura da camada associada ( $dZ$ ). Nesta etapa, é definida somente a geometria em  $dX$  e  $dY$ , neste caso, a mesma geometria utilizada para os horizontes interpolados (superfícies), 500m x 500m.

As falhas não foram incluídas neste modelo, uma vez que a resolução e espaçamento das linhas sísmicas não possibilitou a integração dessa informação.

Os horizontes interpolados e convertidos a profundidade representam a maior unidade estratigráfica do modelo, chamados de zonas. Estas zonas são reajustadas aos topos estratigráficos obtidos pelos poços e as isópacas geradas são utilizadas para respeitar as espessuras ao longo de toda a zona.

Finalmente, essas zonas são subdivididas em camadas (*layers*). Essas camadas seriam a menor espessura definida no modelo. Para essa espessura utilizou-se o valor de 50m, com o horizonte de base guiando a orientação das células.

Dessa forma, o arcabouço estrutural utilizando os horizontes interpretados se configurou como uma malha 3D com as dimensões 500m x 500m x 50m em IJK.

### 3.11 Upscaling

*Upscaling* ou escalamento significa trazer uma determinada medida de uma resolução maior para uma resolução menor. No contexto de modelagem geológica, o processo de *upscaling* seria trazer a informação obtida dos poços (resolução métrica/ centimétrica) à resolução do modelo geológico 3D (resolução de dezenas de m a km).

Em suma, em uma célula com as dimensões de 500m x 500 m x 50m, é assinado somente um único valor para a área do perfil do poço que cruza essa determinada célula.

Para definir qual valor deve ser assinado, é calculada uma média do perfil de poço na região da célula. Essa média pode ser aritmética, ponderada, harmônica, etc, e vai depender de como os valores do perfil do poço variam de acordo com a profundidade.

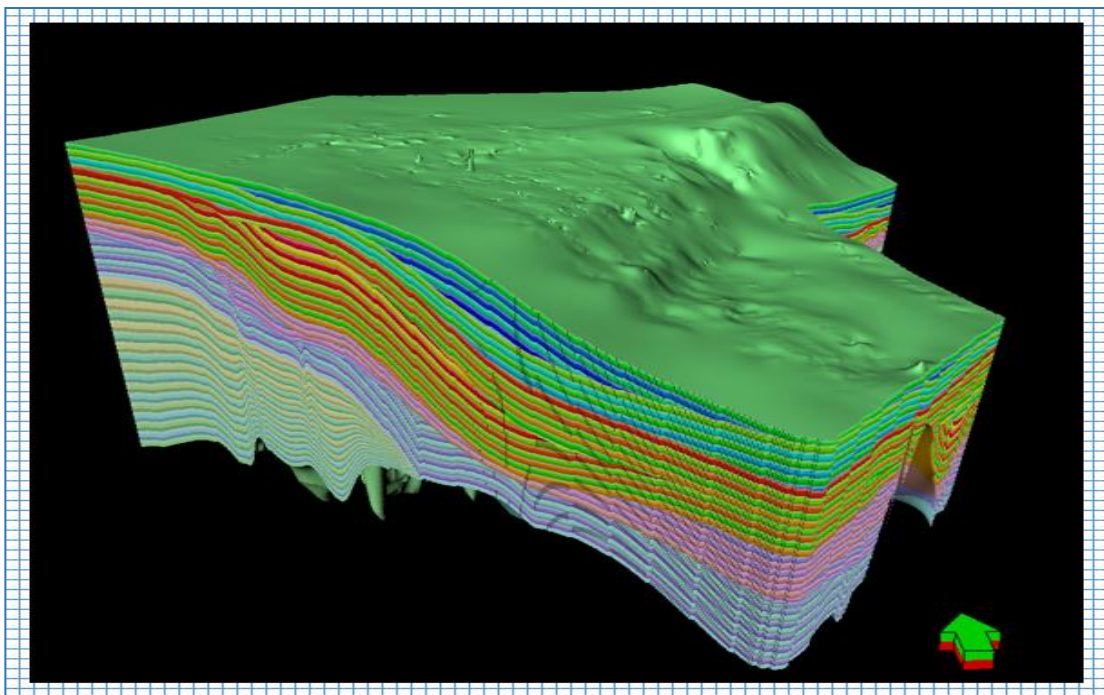
O perfil de fácies se comporta como um registro discreto, com valores de números inteiros para cada fácies diferente, e utilizou-se o método de cálculo de média chamado “*Most of*” (mais de) para o *upscaling*. Esse método calcula o número de fácies diferentes que cruzam uma determinada célula e define a fácies que mais vezes está presente como o valor a ser assinado para essa célula.

Neste trabalho, foi realizado somente o *upscaling* do perfil de fácies dos poços, com o intuito de chegar até o modelo sedimentar regional.

### 3.12 Modelo Sedimentar

Utilizando a informação escalada dos poços na malha 3D, passa-se então à etapa de modelagem dessa informação. A modelagem realiza uma “interpolação” da informação contida nos poços para todas as células da malha estrutural, gerando-se, assim, o modelo sedimentar 3D. (Figura 23).

Figura 23 - Modelo sedimentar 3D



Fonte: A autora, 2016.

Existem diferentes algoritmos que podem ser utilizados para a modelagem, e eles podem ser basicamente separados em 2 grandes grupos: algoritmos determinísticos e algoritmos estocásticos. Os determinísticos sempre dão o mesmo resultado para os mesmos dados de entrada e, em geral, tem um rápido tempo de execução. Eles são muito transparentes: é fácil ver por que uma determinada célula recebeu um valor particular. A desvantagem é que os modelos com poucos dados de entrada são automaticamente suaves, embora a evidência e experiência possam sugerir que isso não seja provável. Obter uma boa ideia da incerteza de um modelo em uma região distante dos pontos dos dados de entrada é muitas vezes difícil em tais modelos.

Os algoritmos estocásticos utilizam uma “semente” (ponto inicial de propagação da informação) aleatória em adição aos dados de entrada. Dessa forma, enquanto corridas

consecutivas do algoritmo possam dar resultados similares, os detalhes dos resultados são diferentes. Esses algoritmos normalmente são complexos e levam maior tempo de execução que os algoritmos determinísticos. No entanto, eles respeitam melhor o aspecto do dado de entrada, especificamente a variabilidade desses dados. A distribuição resultante é mais tipicamente próxima ao caso real, no entanto localmente a variação específica pode não corresponder à realidade.

No modelo deste trabalho, foram testados diferentes algoritmos e optou-se por utilizar o algoritmo de Simulação Gaussiana probabilística (*Sequential Indicator Simulation – SIS*). Este é um algoritmo estocástico e normalmente é utilizado onde ocorre uma transição natural na sequência de fácies. Alguns exemplos típicos de seu uso são em sequências fluviais progradacionais. O motivo da utilização deste algoritmo foi o fato de que, apesar de ser estocástico, permite um maior controle da distribuição das fácies de acordo ao modelo teórico proporcionado. Além disso, devido à grande variabilidade e espaçamento dos dados de entrada, optou-se por dar uma maior preferência à distribuição e variabilidade da informação em contrapartida aos valores médios de entrada.

A distribuição da informação é definida principalmente através de variogramas, curvas de tendências e de proporção de ocorrência. Essas informações são então traduzidas em uma função aleatória com uma distribuição gaussiana e diferentes simulações são realizadas.

Finalmente, o tipo de fácies fornecido pela simulação é dado pelo valor fornecido pela função gaussiana.